# ATTI

DELLA

# SOCIETÀ ITALIANA

## DI SCIENZE NATURALI

E DEL

# MUSEO CIVICO

## DI STORIA NATURALE

IN MILANO

VOLUME LXV

Fascicolo III-IV

con tre tavole

MILANO

Marzo 1927

## CONSIGLIO DIRETTIVO PEL 1926.

*Presidente*: De Marchi Dott. Comm. Marco, *Via Borgonuovo 23* (1926-27)

*Vice-Presidenti*:
- Brizi Prof. Comm. Ugo, *Via A. Capellini 21.* (1925-26).
- Mariani Prof. Ernesto, *Corso Venezia 82* (1926-27).

*Segretario*: Moltoni Dott. Edgardo, *Museo Civico di Storia Nat.* (1926-27).

*Vice-Segretario*: Desio Dott. Ardito, *Museo Civico di Storia Nat.* (1926).

*Archivista*: Mauro Ing. Gr. Uff. On. Francesco, *Piazza S. Ambrogio 14* (1926-27).

*Consiglieri*: (1926-27)
- Artini Prof. Comm. Ettore, *Via Malpighi 4.*
- Airaghi Prof. Carlo, *Via Lamarmora 6.*
- Livini Prof. Comm. Ferdinando, *Bastioni Romana, 85.*
- Parisi Prof. Bruno, Museo Civico di Storia Naturale.
- Pugliese Prof. Angelo, *Viale Bianca Maria 7.*
- Supino Prof. Cav. Felice, *Via Ariosto 20.*

---

*Cassiere*: Bazzi Ing. Eugenio, *Viale V. Veneto, 4* (1926).

*Bibliotecario*: N. N.

---

## ELENCO DELLE MEMORIE DELLA SOCIETÀ

Vol. I. Fasc. 1-10; anno 1865.
" II. " 1-10; " 1865-67.
" III. " 1-5; " 1867-73.
" IV. " 1-3-5; anno 1868-71.
" V. " 1; anno 1895 (Volume completo).
" VI. " 1-3; " 1897-98-910.
" VII. " 1; " 1910 (Volume completo).
" VIII. " 1-3; " 1915-917.
" IX. " 1-2; " 1918-1920.

---

PAVIA

PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI

Largo di Via Roma.

Dott. Maffo Vialli

# UN NUOVO NEMERTEO DELLA LOMBARDIA

Dopo il rinvenimento del *Prostoma lumbricoideum* A. Duges da me segnalato per le acque pavesi ho di nuovo avuto occasione di raccogliere dei *Prostoma* in due differenti località della Lombardia molto distanti fra loro. Nella seconda metà di settembre ho trovato numerosi esemplari di *Prostoma* che vivevano sulle fronde di *Ceratophillum* nel lago Moro (377 m. s. l. m.) sito in comune di Angolo prov. di Brescia. L'altra località è invece una lanca nei pressi di Cremona tra la città ed il Po ed ivi ebbi a trovare i *Prostoma* nei primi giorni dell' ottobre.

Un sommario esame dei *Prostoma* da me raccolti mi ha subito mostrato ch'essi appartengono ad una sola specie differente dal *lumbricoideum* che, come dissi sopra, avevo già segnalato in Lombardia. Un esame più accurato esteso anche ai particolari anatomici che non si possono rilevare dai semplici preparati per compressione mi ha mostrato che i caratteri che esso presenta sono tali da non-permetterne il riferimento ad alcuna delle specie di *Prostoma* finora conosciute.

Ritengo quindi che i *Prostoma* da me rinvenuti debbano essere ascritti ad una specie nuova, a cui dò il nome di *Prostoma cisalpinum*.

## Prostoma cisalpinum n. sp.

Dimensioni medie (15-16 mm. di lunghezza e 0,4-0,5 di larghezza). Sei occhi nell'adulto e quattro nei giovani; il terzo paio d'occhi dell'adulto di grandezza minore del primo e secondo. Fossette cefaliche tra il primo e il secondo paio d'occhi. Mancano le setole tattili all'ano e all'apertura rincostomodeale; sono invece presenti la glandola cefalica e l'organo frontale.

Proboscide con la parte estroflettibile dello stesso calibro di quella non estroflettibile. Stiletti accessori lunghi quanto il principale. Fino a 28 paia di gonadi ermafrodite a maturazione simultanea.

Habitat = Lombardia (Provincia di Brescia e Cremona) in acque di lago e di stagno.

Il *Prostoma cisalpinum* presenta caratteri di maggiore affinità con tre specie del genere, l' *Eilhardi* Montgomery, il *graecense* Böhmig e il *padanum* Pierantoni.

L' *Eilhardi* e il *graecense* sono due specie poco distinte fra loro tanto che lo Hallez opina ch' esse possano essere una unica specie probabilmente riferibile alla vecchia specie *clepsinoides*; tale opinione è però certamente un po' troppo semplicista, perchè le due accuratissime descrizioni di Montgomery e di Böhmig mostrano chiaramente l' esistenza di differenze anatomiche tali che giustificano pienamente la loro attribuzione a due specie diverse; il Pierantoni trova che la specie da lui descritta è molto affine al *graecense*.

Il *Prostoma cisalpinum* presenta molte caratteristiche di somiglianza col *padanum*, al quale è certamente più affine che alle altre due specie, pur però presentando caratteri tali che valgono nel loro insieme a nettamente distinguerlo anche dal *padanum*.

Il *Prostoma cisalpinum* è una specie di medie proporzioni poichè allo stato di moderata distensione raggiunge i 15-16 mm. di lunghezza, la sua larghezza è di 0,4-0,5 mm.; corrispondentemente a questa media grandezza il corpo non è molto appiattito; le sezioni trasverse di individui fissati sia con sublimato acetico bollente sia con acido nitrico al 15 °/₀ hanno un contorno quasi circolare con la curvatura più spiccata dorsalmente.

Il capo non si presenta nettamente distinto dal tronco, la sua estremità anteriore è troncata in modo brusco non presentando l' aspetto grossolanamente conico figurato dal Pierantoni per il *padanum*. L' estremità posteriore termina a cono molto breve e non si assottiglia che nell' ultimo tratto. L' apertura rincostomodeale e quella anale sono sfornite di ciuffi di setole sensitive.

Il colorito generale del corpo è, negli individui a completo sviluppo, giallastro con macchie più scure quasi brune in cor-

rispondenza delle gonadi; la regione del capo a livello del cervello presenta un colore rosa carnicino. Negli individui molto giovani il corpo è trasparentissimo e non presenta alcun colore.

Gli occhi nell' adulto sono in numero di tre paia, il paio che presenta lo sviluppo maggiore è il primo; il secondo paio è di dimensioni solo lievemente minori del primo; il terzo paio è il più ridotto e presenta una grandezza circa metà del primo. La distanza tra un paio e l' altro di occhi è, in media distensione, molto minore di quella tra i due occhi di uno stesso paio. Gli occhi presentano un contorno irregolare tondeggiante, talvolta al loro margine si mostrano frammentati per la presenza di una o più macchie di solito di dimensioni ridottissime rispetto alla massa principale del pigmento. Negli esemplari molto piccoli, che come ho detto sono ancora trasparenti, il numero degli occhi è di 4, le distanze relative e i rapporti di posizione rispetto agli altri organi e specialmente alle fossette cefaliche mostrano che il paio d' occhi mancante è l' ultimo.

Le fossette cefaliche sono molto ridotte e si trovano a livello dello spazio tra il primo e il secondo paio di occhi.

Esiste un organo frontale ben riconoscibile nelle sezioni ma poco visibile invece nella osservazione a fresco; è pure presente una glandola cefalica.

La proboscide sbocca nella porzione posteriore allargata del rincostomodeo un bel po' avanti il cervello, l' esofago invece sbocca appena innanzi al cervello; manca un ceco. Nulla di notevole offre il resto del tubo digerente.

Il rincoceloma non raggiunge che raramente i due terzi della lunghezza del corpo e appare molto più corto di quello che mostrino i disegni di Montgomery, Böhmig e Pierantoni. La proboscide si avvicina molto di più per i proprii caratteri a quella del *padanum* che a quella di *Eilhardi* e di *graecense;* anche nel *cisalpinum* la parte estroflettibile ha, sia nei preparati a fresco sia nei preparati fissati, un calibro simile alla porzione posteriore. L' armatura della proboscide è data da uno stiletto principale e da due gruppi di stiletti accessorii ciascuno in numero di tre. Lo stiletto principale ha una lunghezza uguale a quella degli stiletti acessori (in esemplari completamente maturi circa 40 $\mu$). La base dello stiletto prin-

cipale è lunga circa quanto lo stilletto stesso e si avvicina per la propria forma a quella di *Eilhardi*.

Le gonadi si scorgono per trasparenza disposte in due serie longitudinali ai lati del corpo intercalate come al solito dalle insaccature dell'intestino; per quanto, come avverte il Pierantoni, sia difficile contare esattamente il numero delle gonadi, perchè alcune gonadi contengono invece che un solo uovo quasi maturo due o più uova ancora in via di maturazione, tuttavia ritengo che sia possibile, facendo anche attenzione alla presenza delle insaccature intestinali incuneate tra gonade e gonade, fare un conteggio abbastanza esatto.

Ho potuto in individui a pieno sviluppo giungere a contare fino a 37-38 grosse ova per lato con un numero di gonadi molto vicino a 27-28. Questo carattere del numero delle gonadi avrebbe secondo Ikeda un certo valore per la diagnosi delle specie; nel *Prostoma cisalpinum* il numero delle gonadi è certo più che doppio di quello del *padanum* e anche il numero delle ova già a completo sviluppo supera il doppio di quello che appare nella descrizione del Pierantoni.

Il *Prostoma cisalpinum* come il *graecense* e il *padanum* presenta delle aperture esterne preesistenti delle gonadi che sono ben visibili nei preparati in toto leggermente compressi. Nelle gonadi assieme a ova già quasi mature si trovano anche degli spermatozoi, quindi l'animale è da ritenersi come ermafrodita isogonico.

Il Pierantoni tende a ritenere come probabile per questi animali la fecondazione esterna incrociata e ricorda come sia facile il ritrovare individui completamente adulti appaiati tra loro, io non posso che confermare a questo riguardo l'osservazione del Pierantoni poichè ho potuto anch'io vedere varie volte individui appaiati sulle fronde di *Ceratophillum*.

Riepilogando i vari caratteri che distinguono questa specie da quelle più affini possiamo stabilire i seguenti caratteri differenziali rispetto al *padanum*:

I. Le dimensioni: il *cisalpinum* raggiunge una lunghezza più che doppia di quella del *padanum*.

II. Il numero degli occhi, il *padanum* ha quattro occhi mentre il *cisalpinum* ne ha sei. Non è possibile ritenere che il terzo paio di occhi da me osservato possa corrispondere al duplice ammassamento di pigmento che secondo il Pierantoni

verrebbe a formarsi tra il primo e il secondo paio di occhi in modo da costituire un terzo paio. Infatti la posizione relativa degli occhi mostra come i quattro occhi che si trovano negli individui molto giovani corrispondano nel *cisalpinum* al primo e secondo paio; inoltre si deve anche ricordare che il paio d'occhi meno sviluppato è sempre il terzo.

III. La posizione delle fossette cefaliche: che è leggermente diversa nel *cisalpinum*.

IV. La lunghezza degli stiletti: nel *cisalpinum* lo stiletto principale è lungo quanto gli accessori mentre nel *padanum* è lungo tre volte gli accessori.

V. Le gonadi: che invece che dieci per lato sono almeno 27-28.

Rispetto al *graecense* il *cisalpinum* si distingue per la mancanza di setole tattili al rincostomodeo e all'ano, per la minore lunghezza del rincoceloma e per i caratteri della proboscide che più lo avvicinano al *padanum*.

È possibile inoltre differenziare il *cisalpinum* dallo *Eilhardi* perchè è ermafrodita isogonico mentre quest'ultimo sarebbe proterandro.

I recenti rinvenimenti di Nemertei d'acqua dolce da parte del Pierantoni e mia mostrano che probabilmente, purchè si usi una certa attenzione, sarà possibile moltiplicare se non il numero delle specie, almeno quello delle località dove si trovano Nemertei. Bisogna però tener presente che probabilmente si tratta di animali che in certi periodi possono presentarsi in gran numero in una determinata località salvo poi scomparire improvvisamente senza una causa apparente; ciò può forse spiegare perchè finora siano tanto scarse le cognizioni che noi abbiamo riguardo alla distribuzione dei Nemertei d'acqua dolce: così ad esempio mentre nel febbraio e marzo trovavo comunissimo il *Prostoma lumbricoideum* nelle vasche di Palazzo Botta a Pavia, nell'aprile scomparve di colpo e non mi è stato più possibile ritrovarlo.

*Pavia, Istituto d'Anatomia e Fisiologia Comparate.*
*Novembre 1926.*

## BIBLIOGRAFIA

1. Böhmig L. — Beiträge zur Anatomie und Histologie der Nemertinen. Zeitschrift f. wissenschaftliche Zoologie Bd. 64, 1898.
2. Bürger O. — Nemertinen. In « Das Tierreich » Lief. 20. Berlin 1904.
3. Bürger O. — Nemertini. In Bronn's « Klassen und Ordnungen des Tierreichs » Bd. 4. Supplement. Leipzig 1907.
4. Hallez P. — La question de la nomenclature des nemertes d'eau douce. Bull. Soc. Zool. de France. T. 35. 1910.
5. Ikeda I. — A new freshwater Nemertine from Japan (Stichostemma grandis) Annotationes Zoologicae Japonenses Vol. 8. 1913.
6. Montgomery T. H. — Stichostemma Eilhardi n. g. n. sp. Ein Beitrag zur Kentniss der Nemertinen. Zeitschrift f. wiss. Zoologie Bd. 59. 1895.
7. Pierantoni U. — Un Nemertino del Piemonte. Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino. Vol. 61. 1926.
8. Vialli M. — Rinvenimento di un Nemerteo nelle acque dolci pavesi. Natura. Vol. 17. 1926.

Dott. Edgardo Moltoni
Professore nella Sezione di Zoologia del Museo Civico
di Storia Naturale di Milano

# DEI BARBAGIANNI ITALIANI

La questione dei Barbagianni che si possono rinvenire in Italia ha dato luogo presso di noi a varie discussioni, in special modo perchè gli Ornitologi italiani sono restii in generale ad introdurre il concetto della sottospecie, mentre quelli di altri paesi sono propensi alla spezzettatura delle antiche specie, ed a creare altrettante sottospecie quante sono le località un poco appartate o comunque diverse per posizione geografica, clima, altitudine, latitudine ecc., in cui si rinvengano individui che presentino anche minime variazioni. Queste poi sono, qualche volta, così poco evidenti che è impossibile riconoscerle, se non si sa con precisione la località di cattura, e non ci si basa quasi esclusivamente su di essa, cadendo così in un circolo vizioso dannosissimo al progresso della scienza.

Nella questione particolare del Barbagianni la faccenda è ancora più complicata, date le variazioni individuali di colorito che esso presenta. Si ammette dai più che l'Europa sia abitata da tre sottospecie di Barbagianni: quello dell'Europa centrale — *Tyto alba guttata* (Brehm) —, quello mediterraneo — *Tyto alba alba* (Scopoli) —, e quello sardo — *Tyto alba ernesti* (Kleinschmidt) —.

Si ascrivono alla sottospecie *Tyto alba guttata* (vedi Tav. III, fig. 5 e 6) i Barbagianni che hanno una colorazione generale molto più oscura della sottospecie tipica, che è la forma più comune del nostro continente. La colorazione delle sue parti superiori è bruno-ruggine più o meno scuro colle marmorizzature grige, spesso molto più oscure e molto più estese che nella specie tipica. Le remiganti, vessillo esterno e parte dell'interno, sono bruno-ruggine con piccoli punti cene-

rognoli oscuri che formano 4-5 fasce trasversali marmorizzate all' apice e sul vessillo esterno, su quello interno le fasce sono quasi completamente nere.

Le parti inferiori sono giallo-ruggine con macchiette tondeggianti bruno-scuro prima dell' apice delle piume. Questa colorazione, la cui intensità varia assai, e queste macchie si estendono pure alle cuopritrici inferiori delle ali e della coda. Il disco facciale è bianco-grigio, tranne attorno agli occhi, dove è rosso-bruno; ma quest' ultima colorazione può anche estendersi a quasi tutto il disco. Le piume e le setole che ricoprono il tarso hanno negli esemplari che ho presenti la colorazione giallo-ruggine delle parti inferiori; e precisamente detta colorazione arriva in due esemplari fino a circa la metà del tarso per poi lasciar luogo alla solita colorazione bianca, mentre negli altri due esemplari essa arriva fino all' articolazione delle dita.

La distribuzione geografica di questa sottospecie si stenderebbe dalla Svezia meridionale e Danimarca, attraverso l' Europa centrale, fino alle Alpi, all' Austria, all' Ungheria, e, nell' inverno, anche fino alla Romania.

Anche in Italia, qualche volta, si catturano individui appartenenti a questa sottospecie. Essi sono considerati, di solito, dai non competenti, come individui anomali in colorito. Ma queste catture, io credo, siano di individui sconfinati dal loro *habitat*.

La raccolta del Museo di Milano ne possiede tre esemplari: due furono catturati in Lombardia ed uno nel genovesato.

Di quello catturato a Genova — n. 5855 —, che è l' esemplare che presenta la colorazione più scura di tutti e tre, non si sa la data di cattura, mentre degli altri due, la ♀, n. 9219, fu uccisa il 29-X-1869, e la ♀, n. 22341, il 27-II-1909 (Vedi tav. III, fig. 5-6).

L' ala in essi misura mm. 282-298; il tarso mm. 55-56; il dito medio, unghia esclusa, 30-33 e la coda 123-125.

Al Barbagianni mediterraneo — *Tyto alba alba* (Scop.) —, si ascrivono quegli individui che hanno una colorazione chiara (vedi tav. III, fig. 3-4). Le parti inferiori, comprese le cuopritrici inferiori delle ali e della coda, sono bianche, talvolta senza macchie, talvolta invece con piccoli punti o macchie nere, che possono essere localizzati sul petto, sui fianchi, oppure,

ma più raramente, anche su tutte le parti inferiori comprese le cuopritrici inferiori delle ali e della coda.

In tutti gli esemplari di questa sottospecie che ho presenti esclusi i *pullus*, esiste una colorazione pettorale gialla chiara (ceciata) più o meno diffusa e più o meno intensa, però sempre presente, almeno ai lati dell'alto petto; quindi le parti inferiori non sono mai completamente esenti da questa colorazione. Ho avuto però in esame anche un esemplare della Lombardia, non giovane, che era privo completamente della colorazione pettorale ceciata [1]. In certi individui poi la colorazione ceciata, che può tendere anche al fulvo, si estende su tutte le parti inferiori, comprese le cuopritrici inferiori delle ali; e l'esemplare ♂, n. 24370, catturato a Noverasco (Milano) 10-I-1926, del Museo di Milano, presenta precisamente questa colorazione su tutte le parti inferiori, comprese le cuopritrici inferiori delle ali, ove però essa è chiarissima.

Le parti superiori di questa sottospecie sono gialle ferruginose, con intensità di colorito più o meno vivace, marmorizzate di grigio e picchiettate di macchie nere e bianche. Le remiganti sono giallo-chiaro (vessillo esterno e parte dell'interno), marmorizzate di grigio più o meno scuro. La coda è superiormente colorata pressapoco come il dorso, ed in essa le caratteristiche fasce nerastre cenerognole (4 o 5) sono più o meno chiare, ma sempre presenti. Il disco facciale è bianco con una macchia rugginosa più o meno oscura nell'angolo interno dell'occhio, che talvolta può estendersi anche tutto attorno ad esso, espandendosi più o meno.

L'area della distribuzione geografica di questa sottospecie comprenderebbe tutte le terre bagnate dal Mediterraneo — esclusa la Sardegna e la Corsica —, e cioè: Penisola Iberica, Francia, Italia, Penisola Balcanica, Mesopotamia, Palestina, Egitto, Cirenaica, Tripolitania, Tunisia, Algeria, Marocco; più le isole Britanniche [2].

---

(1) Un secondo esemplare colle parti inferiori completamente bianche, preso in Piemonte nell'autunno 1925, ho potuto acquistare a Torino nel dicembre 1926, scelto tra molti altri che presentavano la solita fascia pettorale. Le parti superiori di questo esemplare non diversificano in colorazione da quelle degli altri Barbagianni chiari continentali. Ha però le piume del disco quasi tutte completamente bianche e la macchia rugginosa nell'angolo dell'occhio è molto chiara ed assai ridotta in estensione, per cui viene ad assomigliare a certe ♀♀ del Barbagianni sardo.

(2) Questa sottospecie è da alcuni Ornitologi suddivisa ancora in altre, secondo le località in cui si rinviene (Vedi quello che scrive l'Hartert, *Vög. Pal. Fauna*,

Dell'Algeria ho presenti quattro esemplari della Collezione Loche, di cui uno è *pullus*; degli adulti, il ♂ n. 17395, catturato a Costantina è simile in colorazione agli individui chiari dell'Italia continentale; anch'esso presenta una lavatura di ceciato sul petto; la ♀ n. 17397, catturata a Mitidja è simile al ♂, però coi punti neri delle parti inferiori molto più numerosi e più intensi come colorito; mentre la ♀ n. 17396, pur essendo stata catturata a Costantina, ove fu catturato il ♂, è simile in colorito, tranne la nuca e la parte posteriore del collo in cui manca quasi completamente la colorazione fulva, e tranne le macchie più accentuate sulle parti inferiori, ad una ♀ del Barbagianni sardo — n. 23035 —. Si viene quindi a constatare che in Algeria, e nella medesima località, si rinvengono Barbagianni che si possono ascrivere a due sottospecie diverse (1).

Il Barbagianni mediterraneo è la sottospecie che si trova nell'Italia continentale, e ad essa appartengono, si può dire, tutti i Barbagianni da noi stazionari.

I Barbagianni di Sicilia, almeno in assoluta maggioranza, appartengono a questa sottospecie, come ho potuto constatare anche su di un esemplare ♂ (2) gentilmente concessomi in esame dal Prof. A. Giardina, Direttore dell'Istituto Zoologico della R. Università di Palermo, e dalla descrizione di altri esemplari da lui inviatami espressamente, dopo aver consultata una copia delle fotografie riprodotte nella tavola. Una ♀ giovane, catturata a Girgenti nel maggio 1868, secondo la descrizione che mi manda il Prof. Giardina, potrebbe forse essere ascritta alla sottospecie sarda; diagnosi che potrebbe essere

---

p. 1028 e seguenti). Anzi, or non è molto, dal Jordans ne fu descritta una sottospecie nuova per le isole Baleari (*T. a. kleinschmidti*) nel *Journ. f. Orn.* 1924, p. 409.

(1) Alcuni Ornitologi considerano i Barbagianni algerini come distinti dalla *T. a. alba*; vedi Brehm, NAUMANIA. 1858, p. 217, *Strix paradoxa*, e Koenig, JOURN. F. ORN., 1895, p. 171, *Strix flammea meridionalis*.

(2) Questo ♂, catturato a Palermo nella primavera del 1878, ha la colorazione caratteristica dei più chiari Barbagianni mediterranei; presenta pure una tenuissima lavatura di isabella sulle parti inferiori, leggermente più accentuata ai lati del petto, ed alcune piccolissime macchie sui fianchi; la coda è distintamente barrata superiormente (5 strisce) e leggermente soffusa di isabella inferiormente. Esso assomiglia come colorazione generale ad un esemplare ♂ (ex 3813) della nostra raccolta, catturato a Gaggiano (Milano) nel 1888; però quest'ultimo ha la colorazione pettorale ceciata ben distinta e le piume della parte inferiore del disco facciale molto più oscure.

avvalorata dal fatto che, secondo il Doderlein, in Sicilia (dintorni di Palermo), qualche volta si catturano pure degli individui col manto di un biondo pallidissimo ([1]), il che fa pensare alla colorazione della sottospecie sarda.

Al Prof. Giardina mi compiaccio rivolgere pubblicamente i più sentiti ringraziamenti per il suo cortese aiuto.

Dell'isola di Malta ho avuto in esame tre esemplari dal sig. G. Despott, Curatore del Museo di Storia Naturale dell'Università Maltese ed insigne studioso dell'avifauna dell'isola, a cui pure rivolgo i miei più sentiti ringraziamenti ([2]). Due di essi sono tipici *T. a. alba* con macchie abbondanti sulle parti inferiori, comprese le cuopritrici inferiori delle ali, specialmente nella ♀ catturata il 20-XI-1913; il terzo invece, se consideriamo la colorazione generale, è simile alla ♀, n. 23035 di *T. alba ernesti* (vedi descrizione a p. 198) catturata ad Ilini, Sardegna, che è poi quella che, come ho già detto più sopra, è pressapoco uguale in colorazione alla ♀ n. 17396 catturata dal Loche in Algeria (vedi descrizione a p. 199). L'esemplare di Malta ha però il fulviccio delle parti superiori molto più sbiadito. Si viene quindi a constatare che pure a Malta si rinvengono individui di Barbagianni che si possono ascrivere a due sottospecie distinte.

L'ala negli esemplari che ho presenti misura mm. 274-301; il tarso mm. 50-61; il dito medio, unghia esclusa, 30-35; la coda mm. 115-125.

Al Barbagianni sardo — *Tyto alba ernesti* (Kleinsch.) — si ascrivono quegli individui che hanno le parti inferiori, comprese le cuopritrici inferiori delle ali e della coda, di un bianco vellutato splendido (vedi tav. III, fig. 1-2); però taluni di essi possono avere dette parti macchiate più o meno intensamente con piccoli punti o macchie nere. Le parti superiori e le remiganti sono assai chiare, come nei più chiari individui di *Tyto alba alba* od ancora più chiari, e talora nei ♂♂ talmente chiarificate da assumere una colorazione bianca lavata di paglierino con poche macchie scure o marmorizzature grige

(1) Vedi DODERLEIN, Avifauna del Modenese e della Sicilia. Palermo, 1869, p. 49.

(2) Il sig. Despott mi comunicò anche che questa specie a Malta una volta si riteneva quasi comune, mentre ora diventa assai rara quantunque qualche coppia di tanto in tanto nidifichi.

(vedi tav. III, fig. 2), mentre nelle ♀♀ (almeno in quelle che ho esaminate) le parti superiori sono, come tinta generale, simili a quelle dei più chiari esemplari del Barbagianni mediterraneo, però colle colorazioni grige più chiare. La coda talora è talmente decolorita che diventa del tutto bianca o biancastra ed anche senza fasce. Il disco facciale è di un color bianco puro con macchia rugginosa nell' angolo interno dell'occhio, e qualche volta colle piume rigide che lo delimitano pure esse bianche; per lo più però colle più esterne terminanti con una stretta fascia apicale ruggine-chiara o nerastra. Nell' esemplare ♂ — n. 23037 di cui presento la fotografia, Tav. III, fig. 1-2 —, manca persino la macchia rugginosa nell' angolo dell' occhio, mancanza non rarissima in questa sottospecie, giacchè l' Hartert — *Vög. Paläar. Fauna* p. 1036 —, ne cita un ♂ simile, da lui considerato come « wohl abnormen », esistente nel Museo di Tring, e l' Arrigoni un altro, esistente nella sua Raccolta privata — *Riv. Italiana di Orn.*, Anno I, p. 30, 1911 — catturato a Donori (Sardegna) nel settembre 1900.

Di questa sottospecie il Museo di Milano possiede otto esemplari sardi più uno catturato in Algeria. Di essi darò una breve descrizione incominciando da quello con colorito più chiaro:

1) ♂, n. 23037 (Barisardo 20-XI-1914); parti inferiori di un puro bianco candido senza macchie, comprese le cuopritrici inferiori delle ali e della coda (Tav. III, fig. 1-2); disco facciale bianco candido, senza la macchia ruggine nell' angolo interno dell'occhio; le piume rigide che delimitano il disco facciale sono completamente bianche, tranne la parte apicale delle più esterne di quelle che si trovano nella sua parte inferiore, che è color paglierino chiaro. Tinta delle parti superiori del corpo bianca con una lavatura di paglierino chiaro un poco più intensa sul dorso, sulla parte posteriore e centrale del collo e sul pileo, ove esistono pure piccoli punti scuri. Remiganti bianche col vessillo esterno ed una piccola parte dell'interno paglierino chiaro; le caratteristiche striature sono paglierino chiaro sul vessillo esterno e tendenti al nero sull'interno. La coda è bianca e superiormente con cinque fasce pure esse paglierino chiaro.

Ala mm. 286; tarso 63; dito medio, unghia esclusa, 32.

2) ♂, n. 23038 (Baunusci presso Ilbono, Ogliastra, 15-XII-1915); le parti inferiori sono come nell'esemplare precedente; il disco facciale è bianco con una macchia fulvo-chiaro nell'angolo interno dell'occhio e coll'apice di parte delle piume rigide che lo delimitano, del medesimo colore, tranne quelle della fronte che sono completamente bianche. Parti superiori fulvicce con macchie scure; pochissime marmorizzature di grigio sul dorso, sulle scapolari ed, appena accennate, anche sul capo. Le remiganti sono pressapoco come nel precedente esemplare, ma di un colore paglierino più scuro, e l'apice di alcune di esse è marmorizzato di grigio; gli accenni delle fasce mancano su tutti i vessilli esterni ed anche, in alcune di esse, sull'interno; in quelle in cui esistono sono sotto forma di una macchietta oscura. La coda è del tutto bianca senza fasce, e presenta soltanto superiormente un leggerissimo accenno di paglierino (1).

Ala mm. 287; tarso 60; dito medio, unghia esclusa, 31.

3) ♂, n. 24369 (Cagliari, Piazza d'armi, 19-VIII-1924); colorito delle parti inferiori bianco candido, con rari punticini scuri sui fianchi e sulle cuopritrici inferiori delle ali; cuopritrici inferiori della coda candide. Disco facciale come nell'esemplare precedente, tranne che le piume rigide esterne che lo delimitano hanno tutte quante la parte apicale di un color fulvo più o meno chiaro. Anche le parti superiori sono simili a quelle dell'esemplare precedente. Le ali e la coda sono pressapoco come negli esemplari più chiari di *Tyto alba alba*, quindi con fasce ben delimitate, però in complesso un po' più chiare.

Ala mm. 283; tarso 62; dito medio, unghia esclusa, 33.

4) ♀, n. 23039 (Ilbono, Ogliastra 16-IX-1915); colorazione delle parti superiori simile a quella dei più chiari individui del Barbagianni mediterraneo, quindi con ampie marmorizzature di grigio che sono però chiare. La coda è bianca superiormente con due fasce scure; dopo queste è completamente marmorizzata di grigio fino all'apice; manca la colorazione ceciata, tranne su una piccolissima parte degli orli delle timoniere centrali, in cui detto colore è appena accennato e molto sbiadito.

(1) Anche nel Museo di Torino ho esaminato un esemplare, catturato in luglio a Giba (Santadi, Sardegna) dal Dott. E. Festa, che ha la coda completamente bianca.

Le parti inferiori sono candide con rari punticini scuri appena accennati sui fianchi e sulle cuopritrici inferiori delle ali; ne esistono pure, ma appena appena visibili, sette od otto sul gastreo. Il disco facciale è bianco con la macchia nell'angolo interno dell'occhio di un fulvo piuttosto scuro; le piume esterne bianche che lo delimitano sono quasi tutte colla parte apicale grigio-oscuro, quasi nera, oppure ceciata con macchiuzze scure tranne le laterali. Il sottocoda è candido.

Ala mm. 287; tarso 57; dito medio, unghia esclusa, 32.

5) ♀, n. 23036 (Tricolì, Lanusei, 7-IV-1915); parti inferiori bianco candide senza macchie, comprese le cuopritrici inferiori delle ali e della coda. Il disco facciale è candido, esiste la macchia ruggine-bruna nell'angolo interno dell'occhio; le piume che lo delimitano sono interamente bianche candide, tranne quelle della regione frontale, che sono ceciate sulla parte apicale. Le parti superiori sono colorate pressapoco come quelle dell'esemplare precedente, un poco più giallo-fulvo vivo. La coda presenta quattro strisce scure sulle timoniere, che si risolvono in semplici macchie nelle ultime due laterali; la colorazione generale è bianca lavata di fulviccio, che è più esteso sulle timoniere mediane e del tutto mancante sulle laterali. Le ali sono un po' più ferruginose di quelle dell'esemplare precedente.

Ala 285 mm.; tarso 59; dito medio, unghia esclusa, 32.

6) ♀, n. 23035 (Ilini, Ogliastra, 16-VI-1915); parti inferiori bianco candide con punti nerastri sul basso petto, sul ventre e sulle cuopritrici inferiori delle ali; sottocoda invece bianco senza macchie. Il disco facciale è bianco colla solita macchia rugginosa chiara nell' angolo interno dell' occhio; le penne rigide che lo delimitano sono bianche; ma alcune hanno nella loro parte apicale un piccolo orlo nerastro o ceciato. Le parti superiori presentano marmorizzature grigio-chiaro molto estese, per la qual cosa il giallo fulvo rimane in complesso assai ridotto ed è anche poco vivace. Questa marmorizzatura grigio-chiara si estende assai sulla maggior parte del vessillo esterno di alcune remiganti; e per ciò l' ala ha un aspetto grigio marmorizzato; il fulvo del vessillo esterno va a mano a mano scomparendo passando dalle remiganti primarie alle secondarie e terziarie. Anche la coda è marmorizzata di grigio con tre fasce nerastre, che non si estendono sulle timoniere laterali per la massima parte bianche. Il fulvo sulla coda poi,

molto sbiadito ed assai limitato, va diminuendo dalle timoniere centrali alle laterali, ove non è quasi più visibile.

Ala mm. 287; tarso 58; dito medio, unghia esclusa, 33.

7) ♀, n. 17396 [Costantina, Algeria, (Loche)]; simile alla ♀ precedente tranne che le macchie nerastre delle parti inferiori sono più numerose e si estendono anche lungo i fianchi. Le cuopritrici inferiori delle ali presentano anche macchie più numerose e più ampie; alcune delle cuopritrici inferiori della coda con punti scuri all'apice (in tutto quattro o cinque). Anche in questa ♀ la marmorizzatura grigio-chiaro delle parti superiori del corpo è assai diffusa, anzi sulla parte posteriore del collo sostituisce la colorazione fulva, di cui non rimane che qualche minima lavatura. Sui lati del collo esistono numerose macchiette nere in campo bianco, che si vanno ad unire con quelle che salgono dai fianchi. Il disco facciale è come nella ♀ precedente, tranne che molte delle piume rigide che lo delimitano presentano un' orlatura nerastra, mista a fulviccio.

Ala mm. 297; tarso 58; dito medio, unghia esclusa, 34.

8) ♀, n. 23040 (S. Ginniliano, Tortolì, 4-XI-1913); non si distingue dagli individui di *Tyto alba alba*, anzi è più scura e più macchiata di nero di alcuni di essi. Del Barbagianni mediterraneo oltre al colorito generale, presenta anche la fascia fulva pettorale ben distinta. Le macchiette nere più o meno ampie delle parti inferiori si trovano pure sulle cuopritrici inferiori delle ali, sul sottocoda (pochissime) e sulle piume che ricoprono le estremità posteriori (1).

Ala mm. 296; tarso 63; dito medio, unghia esclusa, 33 $^1/_2$.

Per questa sottospecie, dalle osservazioni fatte da precedenti Autori e da me personalmente (vedi descrizione degli esemplari più sopra riportata), risulta che i ♂♂ sono in complesso molto più bianchi delle ♀♀, mentre nelle altre due sottospecie la colorazione nei due sessi non varia in modo apprezzabile.

La distribuzione geografica di *Tyto alba ernesti* si limiterebbe alla Sardegna ed alla Corsica (2); però l'Arrigoni degli Oddi (*Riv. Italiana di Orn.* Anno I, p. 29-30) ha descritto un ♂ ad. di Barbagianni, catturato il 6-V-1903 nell' isola di Ca-

(1) Questa ♀ è considerata come appartenente alla sottospecie sarda esclusivamente perchè catturata in Sardegna.

(2) Della Corsica non ho esaminati esemplari.

praia, il quale nel complesso ha il colorito chiaro del Barbagianni sardo, ed io sono propenso a considerare appartenenti a questa sottospecie la ♀, n. 17396, del Museo di Milano, catturata dal Loche a Costantina in Algeria, un esemplare di Malta appartenente alla raccolta privata del sig. Despott, di cui non si conosce il sesso, e forse anche qualche esemplare di Sicilia.

Il rinvenimento di questi individui fuori del loro *habitat*, mi fa pensare che il Barbagianni sardo possa essere qualche volta erratico, oppure che la colorazione che caratterizza questa sottospecie possa trovarsi, raramente, anche in individui delle altre sottospecie.

La sottospecie sarda non è accettata da alcuni Ornitologi italiani, giacchè essi considerano di solito i Barbagianni chiari di Sardegna come individui albini o semi-albini della specie tipica [1]. Ma dall' esame degli esemplari che esistono in raccolta e di altri tre gentilmente concessimi in esame dal Dott. Festa del Museo di Torino, concludo che i Barbagianni sardi sono da considerarsi come una sottospecie ben distinta; la colorazione generale sbiadita ed in alcuni individui ♂♂ quasi del tutto bianca la attribuisco in parte alla predominanza della colorazione bianca, dovuta all' assenza delle macchie scure, unita ad un relativo smorzamento della colorazione ruggine, la quale acquista, dove rimane, un colore paglierino e talvolta anche fulvo. Questa predominanza di bianco con conseguente modificazione di colorito si trova più o meno accentuata in tutti gli individui sardi, ed io credo sia da ascriversi in parte all'ambiente speciale in cui vivono ed in parte anche a caratteri sessuali secondari, peculiari di questa sottospecie. Difatti soltanto gli individui ♂♂ sono nelle parti superiori talmente bianchi e con le altre colorazioni o mancanti in parte, o talmente smorzate da essere considerati albini da alcuni studiosi, mentre le ♀♀, pur essendo chiare, non sono mai così bianche come i ♂♂.

Il colore degli occhi del Barbagianni sardo è pur esso nero anche negli individui più candidi [2].

---

(1) ARRIGONI DEGLI ODDI, *Man. Orn. Ital.*, 1904, p. 104; G. MARTORELLI, *Uccelli d' Italia*, 1906, p. 436 nota.

(2) La colorazione nera degli occhi di questa sottospecie l' ho osservata durante la mia permanenza in Sardegna, ove ebbi l' occasione di esaminare alcuni Barba-

Riepilogando in Italia si rinvengono tre sottospecie di *Tyto alba*:

*a*) **Tyto alba guttata** (Brehm), piuttosto rara, e, per quel che io sappia, non ancora rinvenuta nell'Italia centrale e meridionale. Forse si cattura soltanto in autunno ed in inverno. Gli esemplari del nostro Museo parebbero confermare quanto sopra essendo stati catturati in ottobre ed in gennaio.

*b*) **Tyto alba alba** (Scopoli), piuttosto comune in tutta la penisola; in Sicilia invece pare diventi sempre più rara (1) e lo stesso dicasi per Malta.

*c*) **Tyto alba ernesti** (Kleinschmidt), peculiare della Sardegna e della Corsica; qualche individuo si rinviene forse anche in qualche isola dell'Arcipelago Toscano, in Sicilia, a Malta ed in Algeria.

Non è da credere però che i limiti della distribuzione geografica assegnati a queste sottospecie siano nettamente delimitati, e che tutti i Barbagianni catturati in determinate località presentino senz'altro i caratteri della sottospecie ivi residente.

È noto che nelle regioni in cui vengono a contatto due sottospecie oppure due specie affini dello stesso genere, si rinvengono spesso individui con caratteri somatici intermedi, dovuti per lo più ad incroci. Questo fenomeno nei Barbagianni è evidentissimo in Francia, ove molti degli individui che si catturano hanno colorito intermedio tra le due sottospecie che colà vengono a contatto, cioè la *Tyto alba alba* e la *Tyto alba guttata* (2). Lo stesso fenomeno si deve riscontrare anche nelle altre località che delimitano i territori assegnati a queste

---

gianni vivi. Con tutto questo per avere altre conferme, volli interrogare espressamente anche il sig. A. Manca, inserviente preparatore presso il Museo Zoologico di Cagliari, nelle cui mani passano più decine di Barbagianni all'anno; ed egli confermò le mie osservazioni.

La colorazione nera dell'occhio rispetto all'albinismo non è un argomento del tutto valido giacchè si è osservato che anche in individui quasi completamente albini di altri uccelli, l'iride può presentarsi non completamente depigmentata e quindi gli occhi non sono rossastri.

(1) Vedi *Il naturalista Siciliano*, Vol. XXIV, settembre 1923. N. 1-2, p 22.

(2) Il Museo di Milano possiede tre esemplari Francesi catturati a Mer (Loir et Cher) nel 1926; due di essi appartengono alla sottospecie *T. a. alba*, mentre il terzo, n. 24401, appartiene alla *T. a. guttata*.

due sottospecie; quindi nulla di straordinario se in Italia si rinvengono individui con colorito intermedio tra quello di *T. a. guttata* e quello di *T. a. alba*, oppure anche individui di *T. a. guttata*.

L'esemplare ♀ n. 24387 del nostro Museo, catturato a Quiesa (Lucca) il 25-I-1926, presenta appunto un abito intermedio tra le due sottospecie sopra nominate.

Anche in Sardegna si catturano, però raramente, individui che per la colorazione generale del corpo non si distinguono da quelli della sottospecie mediterranea. Il nostro Museo ne possiede una ♀ (vedi descrizione a p. 199), ed un' altra femmina, catturata dal Festa in luglio a Giba (Santadi), ho esaminata nel Museo di Torino.

Sarebbe interessante verificare se proprio tutti gli individui sardi che non si distinguono nettamente per la colorazione del piumaggio da quelli mediterranei siano ♀♀, oppure se eventualmente tra essi si possono trovare anche dei ♂♂; giacchè dalle osservazioni finora fatte risulterebbe che soltanto tra le ♀♀ si può riscontrare tale colorazione [1].

Anche nel continente italiano si catturano, qualche volta, individui che presentano una colorazione generale sbiadita sulle parti superiori e bianca sulle inferiori; il che potrebbe far pensare, data anche la rarità, ad anomalia di colorito (albinismo). Questi individui supposti affetti da albinismo vengono, secondo gli Autori [2], ad assomigliare in modo tale agli individui di *T. a. ernesti*, che non paiono morfologicamente da essi distinguibili; però tra quest' ultima sottospecie ed i primi, se sono veramente anomali, vi è la sostanziale differenza, secondo il mio parere, che gli individui di *T. a. ernesti* hanno il medesimo colorito dei genitori, o per lo meno se ne allontanano di poco, e quindi non sono da considerarsi come anomali; mentre gli altri, differenziandosi dalla colorazione dei genitori, sono da ritenere individui anomali, e quindi non possono es-

(1) Pure l'Arrigoni (*Riv. Ital. di Orn.*, Anno I, 1911, p. 30-31) cita una ♀ catturata sul nido presso Cagliari nel maggio 1904, che è del colore del Barbagianni continentale.

(2) Vedi tra gli altri: ARRIGONI, *Opere citate*; MARTORELLI, *Osservazioni sui Mamm. ed Ucc. fatte in Sardegna*, Pistoia, 1884; ID. ID., *Monografia illustrata degli Uccelli di rapina in Italia*, Milano 1895; ID. ID., *Gli Uccelli d' Italia*, Milano 1906; DE LEONE. *Avicula*, Anno XI, 1907, p. 30-32.

sere presi in considerazione per la suddivisione del Barbagianni in sottospecie (1).

Questo ragionamento si potrebbe fare anche per gli individui chiari più sopra citati della Sicilia, dell'Arcipelago toscano, di Malta e dell'Algeria, se non si vuol ammettere l'erratismo di questa specie, che è però, secondo me, la spiegazione più ragionevole della presenza di individui simili a quei di Sardegna in queste regioni che si trovano quasi tutt'attorno alla patria di detta sottospecie (Sardegna e Corsica).

I Barbagianni sono considerati, di massima, come sedentari; però risulta che durante certe stagioni sono in determinate località più numerosi, e quindi si possono considerare anche come erratici.

A proposito di ciò il Martorelli nella « *Monografia illustrata degli Uccelli di rapina in Italia* » — Museo Civico di Storia Naturale di Milano e Società Italiana di Scienze Naturali, Memorie, Tomo V, 1895 —, dopo aver detto che il Barbagianni è tra i rapaci notturni sedentari, nella nota 1ª a p. 120, così si esprime: « Taluno degli osservatori italiani considera anche questa specie tra quelle di passo, ma io non posso nulla asserire a conferma di questa opinione; solo mi sembra che nella cattiva stagione le sue catture siano più frequenti; del resto per quanto comune, è sempre specie di numero piuttosto scarso. Il Roster (GIGLIOLI, *Primo Resoconto*, parte III) (2), in un individuo ♀ adulta trovata sul mercato di Firenze, ha rinvenuto nello stomaco due *Platydactylus mauritanicus*, il che dà a pensare che la provenienza di quell'individuo potrebbe appoggiare l'asserto di chi dice il Barbagianni migratore ».

Però i due *Platydactylus mauritanicus* rinvenuti nello stomaco della suddetta ♀ non possono per nulla appoggiare l'asserto di chi considera il Barbagianni migratore, giacchè sappiamo che questo Geco vive nella nostra penisola anche in Toscana, e quindi nei dintorni di Firenze. La stessa svista

(1) Il nostro Museo possiede un esemplare catturato in Piemonte nel 1925 ed avuto a mezzo Caselle, che è veramente anomalo in colorito. Esso ha la colorazione sia delle parti superiori, sia delle inferiori (fascia pettorale e macchiette centrali) molto sbiadita, ma nell'insieme del tutto diversa da quella degli individui sardi. L'iride era (*fide Caselle*) rossastra.

(2) (p. 402).

viene ripetuta dal Martorelli negli « Uccelli d'Italia » 1906 a p. 437.

Una considerazione di qualche valore rispetto all'erratismo di questa specie è data anche dal fatto che individui della sottospecie dell'Europa centrale giungono d'inverno fino alla Romania e qualche volta si catturano anche in Italia, ove abitualmente non vivono.

Se poi quei Barbagianni considerati come albini dagli Autori non fossero tali, si dovrebbe venire ad una di queste due supposizioni: o che essi siano individui erratici della sottospecie di Sardegna, oppure individui mutanti in quella fase di decolorazione delle penne che forse, unita ai fattori ambientali, ha dato origine alla *T. alba ernesti*.

Un' osservazione degna di nota è che la maggior parte degli esemplari di Barbagianni catturati nel nostro continente e considerati albini dagli Autori sarebbero ♂♂ (1), osservazione che ci riporterebbe a quanto abbiamo constatato in *T. a. ernesti*, e che a me pare in favore dell' erratismo di questa specie (2).

*Dicembre 1926.*

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

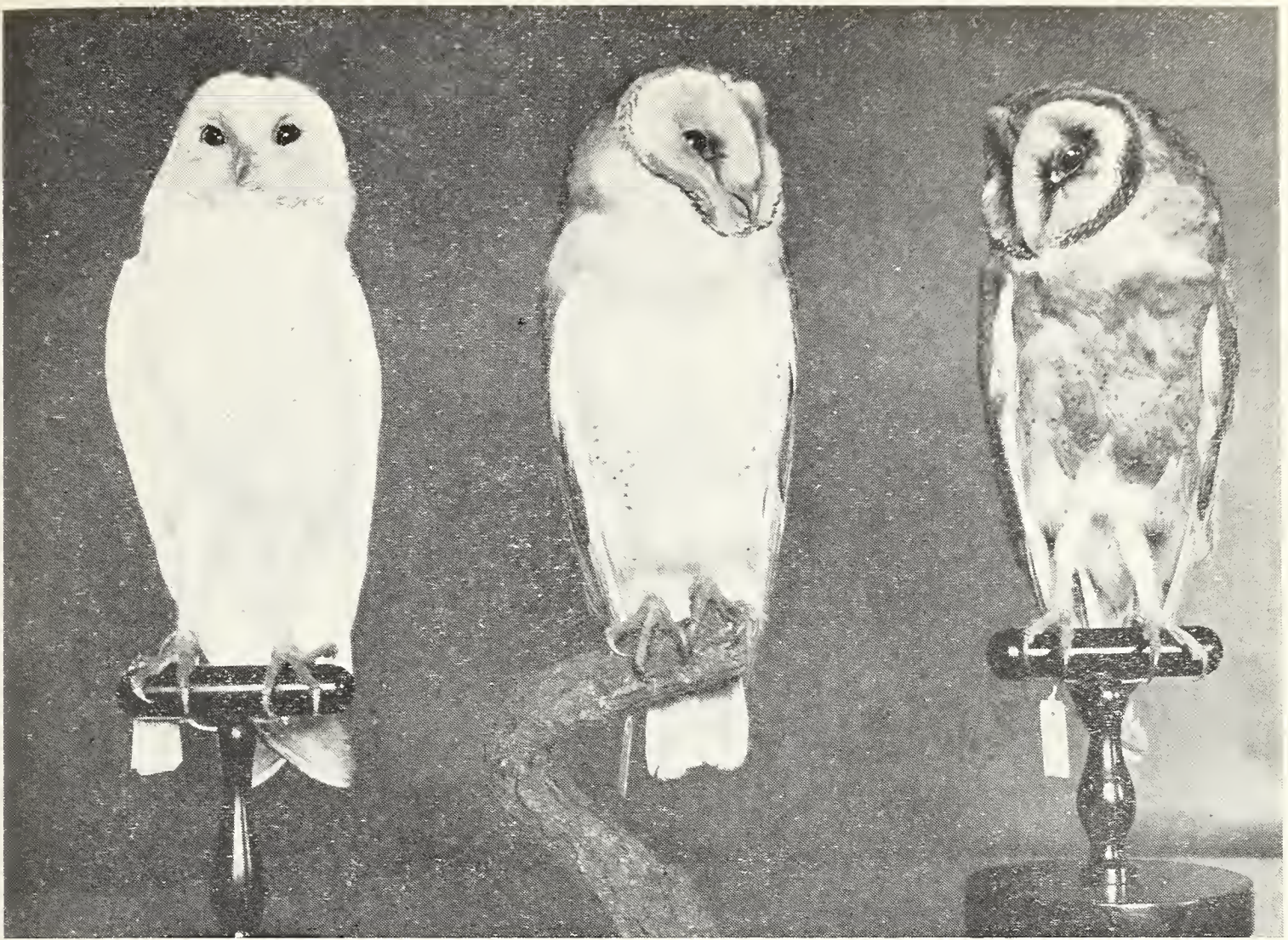
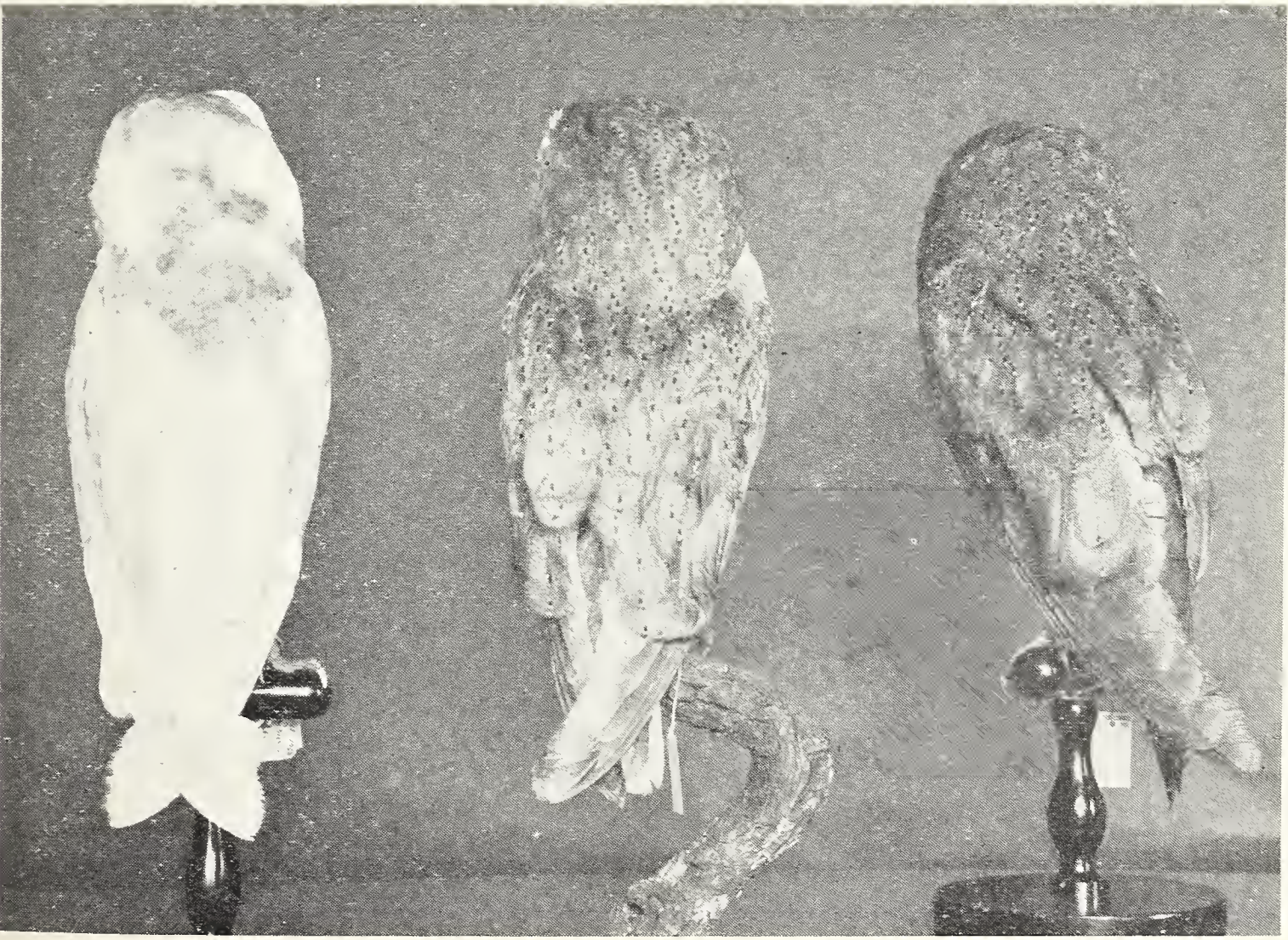
Fig. 1-2 — *Tyto alba ernesti* (Kleinschmidt), ♂.
Fig. 3-4 — *Tyto alba alba* (Scopoli), ♀.
Fig. 5-6 — *Tyto alba guttata* (Brehm), ♀.

---

(1) L'Arrigoni (*Riv. Ital. di Orn.*, Anno I, 1911, p. 31) cita però una ♀ quasi bianca catturata ad Udine.

(2) Per questo studio mi son valso non solo degli esemplari del Museo di Milano, ma anche di quelli del Museo di Torino e di altre collezioni private, tra le quali mi compiaccio ricordare quella del Gr. Uff. Dott. E. Festa, che sentitamente ringrazio.

1 3 5

2 4 6

Ardito Desio

# L' EVOLUZIONE MORFOLOFICA DEL BACINO DELLA FELLA IN FRIULI

(STUDI DI GEOMORFOLOGIA)

## Introduzione.

Il presente lavoro, ch' è frutto di cinque anni di ricerche (1920-1925), è diviso in tre parti, le quali furono svolte separatamente e, direi quasi, indipendentemente una dall' altra. Solo negli ultimi anni, pensai di coordinarle, per trarne lo studio complessivo sulla geomorfologia del bacino della Fella, quale ora presento (1). La seconda parte, quella relativa al Glaciale, fu infatti svolta per prima e, in forma un pò diversa, fu presentata e premiata al concorso per il *I° Premio De Gasperi*. Un capitolo di essa (Il Glaciale nella valle Resia) aveva formato, sei anni prima, l' argomento della mia tesi di laurea. Ma durante l' elaborazione dello studio sul Glaciale, mi ero venuto a poco a poco parsuadendo che il lavoro sarebbe rimasto troppo incompleto e che troppi problemi morfologici, pure intimamente connessi con le glaciazioni, sarebbero rimasti insoluti se non avessi dato uno svolgimento più ampio alle mie ricerche. Lo studio sul Preglaciale e sul Postglaciale vennero da me considerati, in un primo tempo, come studi ausiliarii, poichè dovevano solo servirmi a meglio interpretare certi fatti che erano rimasti ancora oscuri nella trattazione del Glaciale. Ben presto però m' accorsi che anch' essi non meritavano minore interesse dell' altro e che anche volendo

(1) Al presente lavoro, è stato assegnato dalla Soc. Geologica Italiana nel 1926 il *Premio Molòn* per Studi di Geologia (V. Boll. della Soc. Geol. It. Vol. XLV, 1926 fasc. 2, p. LXIX-LXXIII).

ricostruire un quadro, non del tutto incompleto, solamente del Glaciale, era necessario avere conoscenza di quello ch' era avvenuto anteriormente e posteriormente.

Il bacino della Fella infatti può considerarsi come il teatro in cui i Ghiacciai, durante un breve periodo della sua storia morfologica, sono entrati in scena quali attori principali e, dopo avere svolto il loro compito storico, si sono ritirati per lasciar posto ad altri. Essi però non hanno svolto che un atto intermedio di questo dramma geologico, assoggettando l' ambiente — che già altri attori prima di loro avevano modellato — al loro carattere, rendendolo così più adatto ad accoglierli nelle loro ripetute comparse. Ma quei primi attori, dopo la dipartita dei ghiacciai, hanno ripreso il sopravvento e tosto si sono messi a liberare la scena dagli ingombri lasciati dai predecessori per ridurla ancora ad un ambiente più conforme alle loro attitudini.

La storia morfologica del nostro bacino — che si può considerare abbia inizio con l'emersione del primo lembo di superficie dall' ultimo mare che l' ha ricoperto — con l' avvento dei ghiacciai e con la loro temporanea permanenza, viene ad essere naturalmente suddivisa in tre periodi che corrispondono all' evo antico, all' evo medio, e all' evo moderno di altre storie e che potranno chiamarsi rispettivamente: Preglaciale, Glaciale e Postglaciale. In questa storia, l' età di mezzo ha introdotto un elemento nuovo, dotato di attività diverse da quelle solite, il quale ha temporaneamente deviato l'evoluzione regolare della superficie del nostro bacino sotto l' influenza della erosione normale. Nella ricostruzione della storia morfologica del bacino della Fella durante il Glaciale, non poteva quindi venire interamente trascurata l' età anteriore, durante la quale era stato preparato l' ambiente che doveva accogliere i primi ghiacciai, nè l' età posteriore, che modificò in parte quello glaciale. Le varie età hanno impresso nella regione le loro impronte caratteristiche, ma ciascuna di queste, sovrapponendosi sulla precedente, ha causato una parziale cancellatura e trasformazione delle forme del suolo anteriori, sì che ora di quelle più antiche non rimangono che tracce scarse e indecise e via via più abbondanti e manifeste quanto più recenti.

Lo studio e l' impiego del materiale documentario di questa storia, si rivela perciò abbastanza complesso e richiede una

serie non indifferente di ricerche ausiliarie per evitare, almeno in parte, facili errori d' interpretazione (1).

### Posizione e limiti della regione.

Il bacino della Fella fa parte del bacino maggiore del Tagliamento con cui si riunisce alla Stazione per la Carnia. Esso è compreso fra 46°,19′ e 46°,35′ di Lat. N e 0°,38′ e 1°,4′ di Long. E (Meridiano di M. Mario) e appartiene per metà (occidentale) alla Regione Carnica, per metà (orientale) alla Regione Giulia, il còrso della Fella segnandone appunto il limite.

Verso N, confina col bacino della Zeglia (Gail); a E con quello della Gailizza, suo affluente, e dell' Jsonzo; a S col bacino della Torre (2) e della Venzonassa (3) e infine a O col bacino della Bût (4) e del suo affluente di sinistra il Chiarsò. La linea di spartiacque segue a settentrione la Catena Carnica dalla Cima Alta (Hochwipfel 2189 m.) all' Òsternig (2033 m.), su cui giace il confine politico italo-austriaco, s' abbassa poi, verso oriente, sino al passo di Camporosso (810 m.), per salire quindi sulle Alpi Giulie a Jôf Fuàrt (2666 m.) ove raggiunge la sua massima elevazione, e al Canin (2585 m.), pur racchiudendo delle cime ancora più elevate appartenenti al gruppo del Montasio 2752 m.). Verso mezzogiorno lo spartiacque corre sulla catena Guarda-Chila-Còciaze, indi su quella dei Musi ed infine ritorna sulla prosecuzione della prima passando sul rilievo Plauris-Làvaris (Prealpi Giulie); verso occidente esso sale all'Amariana (1906 m.), indi gira sulla Creta di Palasecca, sul Sernio e va a raggiungere il passo Casòn di Lanza (1567 m.) seguendo il crinale della catena Pizzûl-Germula.

Ma se questi sono i limiti del bacino della Fella, non sono esattamente quelli della regione presa in esame che è stata estesa anche al bacino della Gailizza (5) comprendendovi quindi

(1) Queste ricerche di carattere geolitologico, geomorfologico (rapporti fra struttura geologica e configurazione del suolo), climatico, in parte sono già state o verranno pubblicate separatamente.

(2) Affluente dell' Isonzo.

(3) Affluente del Tagliamento.

(4) Affluente del Tagliamento.

(5) Affluente della Zeglia.

tutte le Alpi Giulie Occidentali, ed alla valle di Uccea, le quali, specialmente sotto il punto di vista glaciologico, sono così intimamente connesse col bacino della Fella, da non poter venire trascurate. Anche in altre parti ho dovuto di tanto in tanto sconfinare, per rendere meno incompleto il quadro dei fenomeni descritti.

Tutta la regione considerata figura nei rilievi topografici al 25.000 dell'Istituto Geografico Militare, compresi nei fogli Pontebba (14) e Tarvisio (XVI).

### Cenno geomorfologico.
### Rapporti fra struttura geologica e morfologia.

Il bacino della Fella oltre ad essere una regione topograficamente ben definita, presenta sotto parecchi punti di vista una fisonomia particolare e se non può venire considerata come una « regione naturale » ne possiede tuttavia molti dei caratteri. Sia dal lato geografico in senso ampio, come da quello geologico, essa rappresenta la zona di passaggio fra la Regione Carnica e la Regione Giulia, associando delle due le principali caratteristiche sia morfologiche, quanto geologiche, quanto infine biologiche; ma appunto per questa associazione, da esse si distingue. Non è qui però il luogo più adatto per sviluppare questo concetto che mi porterebbe troppo lontano dall'argomento su cui verte il presente studio; mi accontenterò solo di mettere in evidenza le più spiccate caratteristiche geomorfologiche lasciando al lettore i confronti con le due regioni attigue almeno in parte note per studi di valenti geografi e geologi.

Com'è stato messo in chiaro dal Marinelli nelle Prealpi Giulie (*50*) [1], così anche nel bacino della Fella, che in piccola parte le comprende e di cui formano la zona marginale, si può distinguere una zonatura orizzontale, oltre ad una verticale che per ora meno c'interessa.

Orograficamente e geologicamente tutto il bacino può venire diviso in tre zone o regioni [2]:

---

(1) N. B. - I numeri in corsivo tra parentesi si riferiscono all'elenco bibliografico.

(2) Per la parte geologica V. il foglio « *Pontebba* » della « *Carta geologica delle Tre Venezie* » rilevato da Gortani M. e Desio A. e in corso di stampa presso l'Uff. Idrogr. del Mag. alle Acque di Venezia.

La *Regione Prealpina Montana*, meridionale, comprende solo una parte — quella settentrionale — della « regione montana » (1) delle Prealpi Giulie. In essa predominano lunghe e sottili catene, mediocremente elevate, con direzione E-O e parallele agli assi delle pieghe. Quest' ultime fortemente costipate e talora accavallate le une sulle altre con frequenti disturbi tettonici e piccoli scorrimenti, sono in grande prevalenza costituite da calcari magnesiaci del Trias superiore e del Giura.

La *Regione Alpina Esterna*, centrale, abbraccia le Alpi Giulie Occidentali e una piccola parte delle Alpi Carniche (Tolmezzine) ed è caratterizzata da rilievi molto elevati, disposti ad acrocori, dai quali si dipartono in varie direzioni i contrafforti, spesso così sviluppati da dare origine a vere catene. In esse la tettonica è per solito abbastanza semplice, essendo le pieghe amplissime e, salvo qualche eccezione, poco disturbate. I terreni prevalenti sono ancora i calcari dolomitici del Trias superiore, ai quali però fanno seguito verso nord i vari livelli del Trias medio e inferiore, costituiti alternativamente da rocce calcaree e scistoso-marnoso-arenacee.

Come limite fra le due regioni può essere assunto il corso della Resia sino allo sbocco e poi la bassa Fella.

La *Regione Alpina Interna*, settentrionale, comprende la Catena Principale Carnica — parte orientale — costituita da più serie di dossi allungati in direzione E-O, dai quali si staccano verso mezzogiorno numerosi contrafforti più o meno pronunciati e continui. Questi rilievi, pur superando in altezza le Prealpi, non raggiungono l' elevazione dei maggiori gruppi montuosi della Regione Alpina Esterna e presentano anche un paesaggio meno aspro delle due zone precedenti. La tettonica, però, ridiventa assai complicata e ripete un po' i caratteri di quella prealpina. Elissoidi allungati e pieghe più o meno complete s' addossano fittamente sul lato settentrionale, formando il nucleo della Catena Carnica e ad esse fanno seguito, verso mezzogiorno, altre pieghe disturbate qua e là da faglie e da scorrimenti. I terreni che partecipano alla formazione di tutte queste pieghe appartengono in maggioranza al Paleozoico e spesso presentano facies scistoso-marnoso-arenacea. Essi affio-

(1) MARINELLI O. — *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli* .... (*50*), pag. 129.

rono specialmente lungo la zona assiale della catena, emergendo dalla coltre triasica (Trias medio e inferiore) che ne costituisce le propaggini meridionali.

Il limite naturale fra la Regione Alpina Interna e quella Esterna è segnato del corso della Pontebbana e dell'Alta Fella che seguono la linea di faglia Pontebbana-Alta Fella-Sava, cui corrisponde una serie continua di depressioni longitudinali.

Queste sono a grandi linee le tre zone morfologiche in cui può essere diviso il bacino della Fella. Potrebbe ora essere utile un esame accurato dei rapporti fra morfologia e geologia di ciascun elemento che compone le singole zone: ma ciò, che pure ha formato oggetto di studio e che verrà pubblicato a parte, mi porterebbe ad estendere eccessivamente questa parte introduttiva alla quale credo sufficiente dedicare solo un riassunto dei risultati di tale analisi.

Se si esaminano attentamente i caratteri orografici e tettonici degli elementi che compongono la *Regione Prealpina Montana* si trova che, per quanto le principali zone di depressione e di rilievo presentino uno spiccato carattere longitudinale, la tettonica non ha un riscontro diretto nell'orografia, nel senso che, salvo eccezioni del resto spiegabili altrimenti, gli anticlinali e i sinclinali non hanno dato origine di regola rispettivamente a rilievi e a depressioni. Basta pensare d'altra parte, che le pieghe oltre ad essere incomplete, sono quasi sempre rovesciate verso mezzogiorno e inoltre molto spesso, anche quando esiste un' apparente coincidenza fra tettonica e orografia, gli assi delle pieghe non corrispondono alle linee di cresta o di maggiore depressione. Qualora invece si esaminino i rapporti fra litologia e orografia, risulta evidente che alle zone facilmente erodibili corrispondono serie di depressioni e — viceversa — alle zone difficilmente erodibili, serie di rilievi. Osservando poi che la capacità di resistenza all' erosione dei vari livelli che compongono la serie stratigrafica della regione considerata, va aumentando dalla base (Raibliano) fin verso la metà (Dolomia Principale) per poi diminuire verso l' alto (Creta ed Eocene), ne deriva che i livelli più facilmente erodibili sono quelli più bassi e quelli più elevati della serie e quindi che i nuclei sia degli anticlinali quanto dei sinclinali rappresentano zone di minima resistenza all' erosione. La tettonica quindi, nei riguardi dell' orografia, si mantiene come un elemento passivo, poichè ad essa è dovuta più che altro

la distribuzione delle zone di maggiore e minore resistenza all' erosione. In conclusione si può quindi dire che la Regione Prealpina montana deve la sua configurazione attuale sopratutto all'opera demolitrice degli agenti dell' erosione, in rapporto con la capacità di resistenza ad essi dei vari terreni che le forze tettoniche hanno in vario modo distribuito.

La *Regione Alpina Esterna*, dal lato orografico può essere divisa in due settori, uno orientale ed uno occidentale, separati dal corso della Fella. In ambedue predominano gruppi montuosi molto elevati e spesso foggiati ad acrocoro: ma mentre nel primo, da essi si dipartono verso occidente lunghe catene che corrono parallele e rassomigliano a quelle prealpine, nel secondo, le catene secondarie hanno scarso sviluppo, maggiori irregolarità nell' andamento e una direzione prevalente N-S. Questa distribuzione dei rilievi corrisponde naturalmente ad un tipo diverso di reticolato idrografico. Nel settore orientale predominano le valli longitudinali, in quello occidentale sono sviluppate quasi esclusivamente quelle trasversali.

La tettonica di questa zona appare nel complesso molto semplice. I maggiori gruppi di rilievi corrispondono ad un amplissimo sinclinale, appena accennato, che termina per solito a mezzogiorno con una piega a ginocchio più o meno rialzata e talora complicata da faglie. Il sinclinale verso oriente s' incurva leggermente a vôlta nella sua parte mediana, dando origine ad un lieve anticlinale intermedio. Queste pieghe sono formate da un' enorme pila di strati calcareo-magnesiaci (circa 1500 m.) del Norico e del Retico, che poggia sopra un imbasamento marnoso (Raibliano). La gamba di tramontana del sinclinale, è formata da una serie uniclinale di strati che vanno dalla Dolomia Principale sino alla base del Trias (Werfen) — talora al Permiano superiore — e che formano tutta la parte settentrionale della zona alpina esterna. La serie è improvvisamente interrotta a nord, dalla piega-faglia Pontebbana-Fella-Sava che segna il limite fra le due regioni alpine.

Anche in questa regione, come in quella prealpina, manca un nesso diretto fra tettonica e orografia; gli unici casi che potrebbero far sorgere qualche dubbio sono la Val di Raccolana e la Val del Glagnò, la prima impostata sopra un sinclinale, la seconda sopra una depressione trasversale delle pieghe. Se invece si esaminano i rapporti fra orografia e litologia si scopre un nesso molto intimo, per quanto meno costante che

nella regione prealpina. Lasciando da parte le poche valli trasversali, si osserva che tutte le altre — eccettuata quella di Raccolana — corrispondono alle zone più facilmente erodibili e quando queste si vanno modificando per variazioni laterali di facies, varia anche lo sviluppo delle valli corrispondenti.

Passiamo ora alla *Regione Alpina Interna*. La Catena Carnica orientale, che nel suo insieme sembra un elemento orografico unico, quando si esamini un po' in dettaglio, appare tosto costituita da varie catene parallele più o meno pronunziate, continue e addossate le une sulle altre, che si succedono regolarmente da sud a nord. Questa scomposizione longitudinale del rilievo si va accentuando verso i due estremi ove le dorsali, separate da depressioni abbastanza profonde, assumono più decisamente il carattere di vere e proprie catene indipendenti. Non è facile però seguire da un estremo all' altro questi embrioni di catene ridotti a brevi frammenti da numerose valli e insellature trasversali, nè qui mi dilungherò a descriverli.

Se andiamo invece ad esaminare, come s' è fatto per le altre zone, i rapporti fra tettonica e orografia, arriviamo su per giù alle stesse conclusioni cui siamo giunti nella regione prealpina. La tettonica ha avuto un' influenza del tutto passiva, ossia in quanto ha determinato la distribuzione delle varie zone litologiche. Anche qui infatti l' orografia è strettamente legata alla litologia e la maggiore diffusione delle rocce scistose ha conferito un tono diverso al paesaggio, assai meno aspro che nelle Prealpi. Sotto questo punto di vista merita speciale attenzione la coltre scistosa del Carbonifero che ricopre trasgressivamente le pieghe più antiche (paleocarniche) costituite da rocce calcareo-scistose del Siluriano e da calcari devoniani, assai più resistenti all' erosione. L' erosione, distruggendo la coltre, ha messo a nudo le parti più elevate delle pieghe sottostanti, le quali per essere costituite da rocce più difficilmente erodibili sono rimaste in rilievo, dando origine alle dorsali prima descritte. Così si spiega la frequente coincidenza delle serie di rilievi con gli anticlinali e delle depressioni con i sinclinali. L'asperità, invece, della zona marginale del versante sud della catena, è dovuta alla falda dolomitica infraraibliana sovraspinta sui terreni del Paleozoico.

## I[a] PARTE.

# Il Bacino della Fella nel Preglaciale.

### Altipiani (1) e terrazzi orografici del livello più elevato.

In alcuni fra i principali gruppi montuosi della nostra regione, le aree più elevate si mantengono per estensioni considerevoli, ad altezze relativamente uniformi e non molto diverse fra gruppo e gruppo (v. cartina fig. 5).

Una fra le maggiori di queste aree spianate occupa la parte più elevata del gruppo del Canin ed è divisa in tre parti disuguali dalle tre creste convergenti sulla cima del Canin Alto. La zona sud-orientale (Flitscher Kar), debolmente inclinata verso S S E, ha una forma grossolanamente rettangolare con i lati maggiori diretti E N E - O S O. Sebbene la superficie appaia fortemente accidentata, incisa da ampi valloni e da strette fessure, foracchiata da doline e da voragini, fra le quali s' innalzano cupole rocciose e creste taglienti, tuttavia si può riconoscere un livello generale di spianamento intorno a 2000 m. s. liv. del mare (Fig. 1).

La zona settentrionale si stende fra il Sart e il Pizzo Confin e appare più elaborata dalle azioni erosive glaciali, specie presso i tre ghiacciai attuali. La parte meglio conservata, nelle linee generali, è quella di Pala Celàr fra il Pic Majot e il M. Cergnala, ove il carsismo presenta maggiore sviluppo. Per estensione questa zona è sensibilmente minore della prima, ma giace alla medesima altezza, pur avendo una pendenza —

---

(1) Non è forse molto proprio il termine di « altipiano » per indicare queste regioni elevate ma non veramente piane, tuttavia è stato impiegato di frequente per casi analoghi (per es. dal MARINELLI nell'« Atlante dei tipi geografici ») e d'altra parte non ne conosco un'altro che possa sostituirlo vantaggiosamente. Termini consimili sono *pianoro*, *pianalto*, *ripiano* ecc. Questi però si riferiscono prevalentemente a determinati tipi di « *altipiani* » e quindi hanno un significato più restrittivo di quello che non si usi attribuire al termine altipiano.

Trattandosi, nel caso nostro, di forme del suolo abbastanza varie, ho preferito quindi agli altri il termine di *altipiano*.

verso nord — più accentuata. Le due zone sono divise dalla cresta Canin-Rombòn che s' innalza per circa 200 m. al di sopra dei margini superiori dell' altipiano.

Sul fianco meridionale del Sart giace l' altro lembo (Tanasàrt) inclinato verso S E ed ancora più ristretto dei due precedenti. Esso ha l' aspetto di un' ampia terrazza troncata lateralmente da salti in roccia e con i margini inferiori poco ben definiti. Anche la sua superficie è tormentata dai fenomeni carsici, ma con un'intensità sensibilmente minore delle altre (*12*).

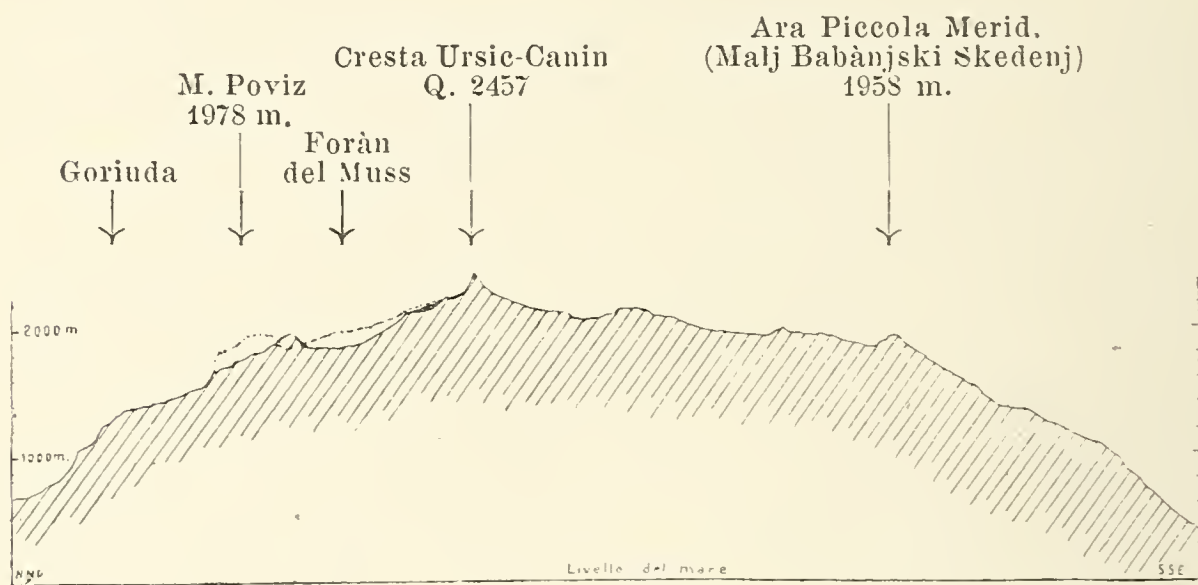



Fig. 1. — Profilo attraverso il gruppo del Canin fra la Val di Raccolana e la Val d' Isonzo.
Scala 1:100.000 — (la parte in nero indica i ghiacciai; il tratteggio, un profilo più ad oriente).

In complesso le tre zone si corrispondono perfettamente sia per caratteri morfologici, quanto per altitudine e possono perciò venire considerate come parti di un unico « Altipiano del Canin ».

Immaginando infatti colmate le cavità dovute all' erosione glaciale ed all' azione solvente delle acque sul calcare, ne risulterebbe una grandiosa piattaforma quadrangolare ad una altezza non molto diversa da 2000 m., divisa in tre parti — pendenti rispettivamente verso S S E, N e S E — da cordoni rocciosi corrispondenti alle tre più elevate creste del gruppo. E qui giova ricordare ancora che la superficie dell' altipiano del Canin se in alcune parti coincide con la superficie degli strati, come nella zona sud-orientale, in altre invece la taglia sotto angoli molto forti (40°-50°), mostrandosi in generale del

tutto indipendente da essa. Ciò si osserva con molta chiarezza dove la stratificazione è piú disturbata, come nella zona del Sart.

Passando ora alla catena del Montasio troviamo, sebbene assai meno estesi ed evidenti di quelli del Canin, dei ripiani ad un livello corrispondente. A questo sistema infatti non si può riferire complessivamente l'altipiano del Montasio, per quanto in qualche parte si spinga sino oltre 1800 m., poichè le zone piane giacciono notevolmente più in basso (1500-1600 m.) (Tav. I, fig. 2). Vi appartengono invece i terrazzi che si notano sui contrafforti che separavano le varie lingue di ghiaccio e che quindi erano meno soggetti ad essere modificati dalle azioni erosive dei glaciali. Il lembo indiscutibilmente meglio conservato è quello del Pradòn [1], sopra un contrafforte del M. Buinz, che giace tra 1902 e 2140 m. d'altezza ed ha una superficie leggermente inclinata a mezzogiorno (fig. 2).

Verso oriente il medesimo livello si trova ben distinto ai Secchioni (1925 m.) ed alla Plagnota (2030 m.), mentre nella direzione opposta è difficile riconoscerne tracce fra i numerosi cornicioni della montagna. Forse non senza signicato sono due ampie selle che attraversano la catena, e cioè la Forchia di Viena (2083 m.) e quella del Gran Lusceit (1975 m.).

Un'altra zona caratterizzata dalla presenza di altipiani si trova presso l'angolo nord-occidentale del nostro bacino. Qui abbiamo tre lembi isolati che troncano superiormente i rilievi della Creta di Àip, del M. Cavallo e del M. Gàrtena (Gartnerkofel). Il primo si presenta come un vasto pianoro quadrangolare, dolcemente inclinato verso S O e troncato da pareti a picco verso 2100 m. L'aspetto della superficie ricorda l'altipiano del Canin per lo sviluppo dei fenomeni carsici, ma l'uniformità del pendio non è turbata da creste elevantesi al disopra del livello generale dell'altipiano. Il quale è costituito da una coltre di strati calcarei, superiormente brecciati (breccia del Trogkofel), del Permocarbonifero, con leggera inclinazione verso mezzogiorno.

Il gruppo del M. Cavallo (Rosskofel), fra la cima principale e il Pridula, presenta pure dei ripiani abbastanza estesi a 2000-2100 m., inclinati prevalentemente verso N E. Essi giacciono sopra un livello di calcari massicci del Devoniano. Forme

(1) Che significa « grande prato ».

simili si riscontrano infine anche sul M. Gàrtena alla medesima altezza, su calcari dolomitici di scogliera (Dolomia infraraibliana). In complesso anche questi tre altipiani per le loro condizioni morfologiche ed altimetriche, sono perfettamente raccordabili in un unico livello, il quale corrisponde abbastanza bene a quello del Canin.

Questi sono gli altipiani più elevati del bacino della Fella che nell' insieme posseggono un' area di circa 52 kmq. Giova però ricordare che numerose altre cime della regione s' innalzano ad un' altezza corrispondente, alcune delle quali appaiono superiormente spianate.

Così l' Osternig (2033 m.) (Fig. 14) e il Poludnig (2000 m.) sulla Catena Carnica. La cresta della catena Jôf di Miezegnòt-Schenone che raggiunge spesso 1900-2000 m. pur senza superarli che di poco, quella della Piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger) e le varie cime del gruppo del Sernio.

Ma la zona ove più distintamente si riconoscono delle dorsali spianate, è quella prealpina che solo in minima parte rientra nel nostro bacino. Sul lato meridionale della valle di Resia, la catena Guarda-Chila presenta una larga dorsale spianata fra 1750 m. e 1400, ma anche più in basso, verso l' estremità occidentale. Con questa dorsale si raccorda, come vedremo più avanti, quella della catena più esterna, la catena M. Maggiore-Stol spianata intorno ai 1600 m. d' altezza e poco lungi giace la cima pianeggiante del M. S. Simeone (1506 m.), che forse è anch' essa da considerarsi come un lembo di questo sistema di ripiani (Tav. I, fig. 1).

## Caratteristiche morfologiche degli altipiani.

Dall' esame dei vari altipiani e terrazze orografiche corrispondenti del bacino della Fella, emergono alcune caratteristiche comuni e delle differenze di cui occorre tenere conto.

Si osserva in primo luogo che il suolo degli altipiani è costituito esclusivamente da rocce calcaree. Il fatto non è privo d' interesse, poichè non potendosi ammettere una coincidenza casuale, data la relativa diffusione e costanza del fenomeno, dobbiamo ritenere che esista una relazione che lega la forma del suolo alla natura della roccia che la costituisce.

Si può infatti escludere, nel nostro caso speciale, una dipendenza genetica fra litologia e morfologia, osservando che

non tutte le rocce calcaree sono spianate e inoltre che gli altipiani si stendono su rocce d'età molto diversa e anche di struttura e in condizioni topografiche abbastanza dissimili.

Le relazioni vanno quindi ricercate in un altro ordine di fenomeni e cioè in alcune proprietà morfologiche insite nei calcari. Queste rocce infatti sono fra i tipi molto resistenti all'erosione ed inoltre, quando si presentano in grandi masse, minutamente fratturate, come nel nostro caso, associano un'altra qualità importantissima che è la permeabilità. Ne fanno fede le cavità carsiche che crivellano la superficie dei vari altipiani senza tuttavia assoggettare ad esse le linee generali delle superficie stesse, ma solo accentuandone la scabrosità.

Non credo ci sia alcun bisogno, almeno nei casi in discussione, di dimostrare l'influenza esclusivamente passiva del carsismo sul modellamento generale delle zone calcaree, poichè, se è stata prospettata la possibilità di uno spianamento di regioni come ultima conseguenza diretta di un ciclo carsico — ipotesi del resto poco accettata (1) — questa non potrebbe venire in ogni modo applicata agli altipiani del bacino della Fella in cui il fenomeno del carsismo si presenta relativamente poco sviluppato in confronto a tante altre regioni abbastanza vicine.

Queste due qualità che associano i calcari (resistenza alla erosione e permeabilità) sono pertanto fra le più favorevoli alla conservazione delle forme del suolo, indipendentemente dalla loro origine, poichè mentre la prima si oppone direttamente all'attacco degli agenti atmosferici, la seconda elimina in buona parte il dilavamento superficiale e quindi le sue conseguenze.

Si può ancora notare che i lembi più caratteristici di spianate giacciono, anche a parità di altre condizioni, su calcari stratificati, mentre su quelli massicci essi appaiono in generale più irregolari e frazionati. Ciò mi sembra sia dovuto specialmente al fatto che i primi, per la loro maggiore fessurazione e forse minore contenuto in carbonato di magnesio, hanno favorito di più lo sviluppo del carsismo, come in realtà si osserva, venendo così ad assumere un maggior grado di permeabilità e quindi un elemento di favore alla conservazione delle antiche forme del suolo.

(1) Cfr. MARINELLI O., *Atlante dei tipi geografici....* (54), Tav. 15.

Un' altra caratteristica degli altipiani è la loro posizione altimetrica. Per quanto isolati e talora abbastanza lontani uno dall' altro — la Creta di Àip dista 29 km. dal Canin — giacciono tutti a livelli fra loro facilmente raccordabili, intorno a 2000-2100 m. nella parte settentrionale del bacino, da 2000 sino a 1500-1600 in quella meridionale, ed occupano le aree di massima elevazione o quelle immediatamente sottostanti alle più alte vette della regione.

Mi pare in complesso che possa quindi essere giustificato il riferimento di tutti i lembi più o meno estesi di superficie spianate ad un unico sistema compreso fra 2100 e 1600 m. (1).

Si potrebbe allora ricostruire nelle linee generali la superficie della regione corrispondente agli altipiani, immaginando di colmare sino a tale altezza le zone depresse che li separano, le quali, come s' è visto nelle prime pagine, sono di pura erosione.

Il paesaggio del Canin si estenderebbe su per giù con i medesimi caratteri a tutta la parte settentrionale del bacino della Fella. E se, per rendere più verosimile la nostra ricostruzione, arrotondiamo un po' le cime e le creste che s' innalzano ancora per qualche centinaio di metri al di sopra di quella superficie, ne risulta una regione ondulata e più o meno depressa in corrispondenza delle valli maggiori che separano i principali gruppi montuosi.

### Origine degli altipiani.

Fra le varie ipotesi che si presentano per spiegare l' origine degli altipiani entralpini, a due specialmente dobbiamo rivolgere la nostra attenzione come più attendibili e conformi ai casi precedentemente descritti.

La prima è quella che li riferisce a resti di antiche superfici d' abrasione marina (d' ingressione o di regressione); la seconda li attribuisce invece a resti di una superficie di degradazione (subaerea) più o meno prossima al penepiano. L' ipotesi di una superficie strutturale viene esclusa dai dati d' osservazione riferiti sopra, ossia dal fatto che gli altipiani

(1) Fra queste due isoipse sono comprese le superficie più tipicamente spianate.

non hanno alcun rapporto diretto con la struttura interna della montagna.

Si potrebbe anche pensare, data l'altezza a cui giacciono gli altipiani, ad uno spianamento operato dai ghiacciai sia come risultato di un ciclo d'erosione glaciale pervenuto a uno stadio molto avanzato, sia come effetto locale dei singoli ghiacciai. Ma se, come osserva il Marinelli [1], la prima spiegazione non è applicabile agli altipiani entralpini per le numerose oscillazioni del limite climatico delle nevi dal Glaciale ai giorni nostri e la durata relativamente breve delle fasi glaciali, anche la seconda, per ragioni analoghe, non pare molto più adatta. Tanto più che l'altezza degli altipiani non coincide con l'altezza del limite climatico delle nevi nel Glaciale, nè con quello attuale e d'altra parte anche le soglie dei circhi giacciono nel maggior numero dei casi ad un livello sensibilmente inferiore di quello degli altipiani. Mi accordo perciò col Marinelli nel ritenere il modellamento degli altipiani anteriore al Glaciale ed anzi credo che le calotte ghiaccio che rivestivano gli altipiani abbiano funzionato, più che altro, da cappello protettore salvandoli dalla distruzione a cui procedeva attivamente l'erosione normale nelle regioni esposte al suo attacco.

Ma ad escludere anche l'ipotesi delle superfici d'abrasione valgono considerazioni sia d'ordine morfologico quanto geologico. Non si tratta intanto di superficie perfettamente spianate come sono le piattaforme littorali, ma più o meno ondulate, ed anche ammettendo che ciò possa essere dovuto a deformazioni successive di vario genere, rimane sempre il fatto ch'esse in alcuni casi non occupano le zone di culminazione, ma si stendono qualche centinaio di metri più in basso dei crinali e delle cime più elevate. Bisognerebbe allora immaginare una piattaforma costiera che circondasse le più alte vette emergenti a guisa di isolotti più o meno estesi ed elevati. Nessuna traccia però esiste nè sugli altipiani, nè sulle pareti sovraincombenti di depositi marini relativamente recenti, nè altri indizi (fori di litodomi, cavità littorali di vario tipo ecc.) che possano anche lontanamente far pensare ad una superficie d'abrasione. Dal lato geologico l'ipotesi trova ancora maggiori elementi in contrario. Dagli studi dello Stefanini *(71)* sul Neogene Veneto si può infatti desumere che la regione prealpina montana ed

(1) *Atlante dei tipi geografici...* (54), Tav. 19.

a maggior ragione quella alpina, erano già emerse nell' Oligocene (1) e che posteriormente non furono più invase dal mare. I terreni marini di questo periodo (2), infatti, e di quello successivo, presentano lungo i margini settentrionali, che giacciono nella regiona prealpina, un carattere nettamente littorale e d' altra parte nessuna traccia esiste in tutto il nostro bacino di invasioni marine posteoceniche, ed anche questa, non sembra del tutto improbabile, che siasi limitata alla zona meridionale di esso.

Rimane perciò l' ipotesi delle superficie di degradazione. Quella che ho cercato di ricostruire precedentemente per sommi capi, in base alla configurazione degli altipiani e ad altre considerazioni, non pare dissimile da un' immaginaria superficie di degradazione in uno stadio di avanzata maturità che avrebbe potuto occupare tutto il bacino della Fella. Essa infatti non risulta perfettamente eguagliata, ma cosparsa di rilievi cupoliformi e da cordoni rocciosi, fra i quali s' avvallano amplissime depressioni.

Qualche considerazione occorre allora aggiungere. Le varie zone calcaree troncate dagli altipiani, sono molto diverse per età e quindi per posizione rispetto alla serie stratigrafica. Basterà ricordarne due dei più caratteristici e cioè l' altipiano del Canin e quello della Creta di Àip. Il primo è formato da calcari del Retico e del Lias, il secondo da calcari permo-carboniferi. Tanto per fissare le idee, in base alle stime del Gortani relativamente alle Alpi Venete (*28*), si può all' ingrosso calcolare che la pila di strati che rappresenta la serie geologica locale dal livello permo-carbonifero della Creta di Àip, al livello liassico del Canin, abbia una potenza di 6500 m. e che almeno per metà sia formata da calcari. Se ora immaginiamo di riportare a posto sulla Creta di Àip tutta quella serie di strati, la montagna risulterebbe 6500 m. più alta del Canin, per cui non si può ammettere che all' inizio del ciclo ch' ebbe per effetto la formazione degli altipiani, la pila di strati fosse ancora intatta sulla Creta di Àip. La differenza è troppo grande per poter essere attribuita a più intensa demo-

---

(1) Secondo il KOSSMAT (*40*) quest' ultima già nel Cretaceo Sup.

(2) Cfr. anche LOMBARDINI G. *Sopra il nuovo lembo Oligocenico d'Osoppo ....* (*43*), pag. 5.

lizione della Creta di Àip in confronto al Canin durante uno stesso periodo.

Occorre quindi supporre che la Catena Carnica, quando s' iniziò quel ciclo, fosse già stata smantellata da una notevole serie di strati, o per effetto dell' erosione subaerea o per effetto di quella marina (1). E ciò può essere provato con argomenti geologici. Non è il caso però di scendere qui a dettagli che poco gioverebbero: si può tuttavia affermare che la nostra regione emerse a varie riprese prima che avesse inizio l'ultimo periodo continentale, come dimostrano antichi depositi trasgressivi di varia età e che la Catena Carnica, geologicamente più antica, subì una maggiore distruzione sia per opera del mare che degli agenti atmosferici. Sembra del resto probabile che detta catena sia emersa realmente prima della regione alpina esterna e prealpina costituite da depositi marini via via più recenti (2).

Ma occorre ancora accennare ad una conseguenza che deriva dall'attribure i vari altipiani al medesimo ciclo d'erosione e cioè che gli eventuali movimenti orogenici o epirogenici successivi non devono aver deformato eccessivamente la regione interessata dagli altipiani stessi, poichè non sono riusciti a modificarne in modo molto notevole la posizione altimetrica rispettiva.

L' ipotesi di una superficie di degradazione su per giù corrispondente a quella descritta, fu emessa dal Marinelli anche per la Regione Prealpina Montana delle Giulie. Stabilito il carattere essenzialmente erosivo delle depressioni, e notata l' uniformità d' altezza delle creste, l'A. osserva che immaginando colmate le valli, « si otterrebbe la superficie di un altipiano in nessun punto raggiungente i 2000 m., in nessun punto scendente sotto i 1500, inclinato uniformemente verso Sud » (3). Questa superficie si allaccerebbe quindi in modo perfetto con quella corrispondente ai nostri altipiani. D' altro lato il Winkler (4) riferisce, senza però occuparsi in modo particolare, l' altipiano del Canin, insieme con altri, cui accennerò più avanti, ad un' antica superficie di degradazione miocenica.

---

(1) Secondo qualcuno, per effetto dei carreggiamenti.

(2) Dalle ricerche del Winkler sul bacino dell' Isonzo (*91*) risulta che la Regione Alpina Giulia e quella retrostante, già durante il Cretaceo superiore (Senoniano) erano sottoposte ad un' intensa demolizione.

(3) *I monti fra Tagliamento ed Isonzo e la loro struttura...* (*52*), pag. 25.

(4) *Ueber den Bau der östlichen Südalpen...* (*91*), pag. 223.

Il Klebelsberg [1] ricorda pure l'altipiano del Canin come anche il pianoro del S. Simeone e il crinale della catena del Plauris su cui, in base ad osservazioni cartografiche, riconosce tracce di superfici di degradazione. Quest'ultima in realtà è foggiata a cresta abbastanza sottile, senza che vi sia alcuna traccia evidente di spianamento.

Delle altre citate dal medesimo autore al di fuori del bacino della Fella, parlerò più avanti.

## Sistema di terrazzi orografici intravallivi.

Prima di procedere alla determinazione cronologica degli altipiani occorre esaminare un altro sistema di terrazzi immediatamente sottostante a quello descritto.

In tutto il bacino della Fella, alcune centinaia di metri sotto il livello degli altipiani, si scorgono dei lembi di terrazzi orografici o per lo meno degli addolcimenti del pendio che si raccordano fra loro a formare un livello abbastanza continuo che si va innalzando, più o meno rapidamente, dagli sbocchi verso le origini delle singole valli. Gioverà passare in rassegna i lembi meglio conservati tanto per fissarne la posizione altimetrica.

Di fronte allo sbocco della valle della Fella si erge isolato il rilievo del S. Simeone, sul quale si scorge un caratteristico pianoro all'altezza di 1100 1200 m. (Tav. 1, Fig. 1) che si collega più a sud con quello del Brancòt a 1000-1050 m. Sui fianchi dell'Amariana esistono pure dei terrazzi, più o meno distinti e inclinati, a 1150-1200 m. e a 1100 m. intorno a Cima Lavaròn. Corrispondono ad essi, sul versante meridionale della valle, delle brevi terrazzette a 1100-1150 m. intorno a P.ta Agarone.

Fra Moggio e Chiusaforte il medesimo livello di terrazze è riconoscibile sul lato destro della valle — chè, su quello opposto, il crinale raggiunge altezze insufficienti — a 1200-1300 m., ma si va innalzando sino a 1400-1500 m. verso il Zuc del Boor [2]. Da Chiusaforte a Dogna i terrazzi salgono ancora e presentano maggiori irregolarità: in genere però si trovano fra 1300 e 1500 m. come si osserva sul fianco orientale del Zuc

(1) *Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen...* (37), pag. 56.

(2) In questa zona vi sono dei ripiani e dei cornicioni anche più elevati (1600-1800 m.) che forse sono da mettersi in relazione col livello degli altipiani.

del Boor e intorno allo sbocco della Val di Dogna. Presso Pontebba raggiungono per lo più i 1500 m. come ad es. sul Brizzia e Bruckenk.

Sulla Catena Carnica si notano numerose cime spianate fra 1500 e 1600 m. che raggiungono 1700 m. in prossimità dello spartiacque, ove si confondono con il livello più antico ed elevato [1]. Nel maggior numero dei casi questi ripiani si stendono su zone resistenti all' erosione e le loro superficie non coincidono per solito col piano di stratificazione, quando questo esiste, poichè non di rado giacciono su calcari massicci di scogliera. Lembi abbastanza caratteristici si osservano sui dossi di Cucco a circa 1500 m. che seguitano, innalzandosi verso nord, sino al Plagna; intorno allo Stabet, al M. Larice (Lerchriegel), ai due Capin. Più ristretti sono i terrazzi sul versante sud della Val Canale e non sempre indipendenti dalla costituzione geo-litologica della montagna. Essi giacciono ad altezze variabili da 1500 a 1700 m.

Passando alle valli secondarie, questo livello di terrazzamento s'incomincia per solito a trovare nelle parti medie e superiori delle valli stesse, chè i fianchi di quelle inferiori non raggiungono altezze sufficienti. In Val del Glagnò esïstono dei terrazzi a 1300 m. sui Cimadôrs, e dei cornicioni a 1400 m. sul Cuel de la Ceit e lungo il fianco orientale della Creta di Palasecca. In Val d'Aupa le tracce sono assai scarse e ciò è da imputarsi alla diffusione, nella parte superiore della valle, delle rocce facilmente erodibili che non le hanno potute conservare sino ad oggi. Tuttavia intorno al M. Forchiadizze si osservano dei ripiani da 1400 a 1600 m. In Val di Resia, sotto l'ampia terrazza, già ricordata, del Sart e sotto Cresta Indrinizza, si osserva un addolcimento del pendio verso 1450-1500 m. e dei piccoli ripiani, su per giù alla stessa altezza, intorno alla testata. A questo livello giacciono anche le soglie dei circhi sulla catena dei Musi. In Val di Raccolana si trova il lembo più caratteristico, rappresentato dall' altipiano del Montasio, il quale è anche uno dei più importanti, poichè giace a breve distanza da quello più elevato ed antico del Canin e immediatamente al disotto dei ripiani del Pradòn, pure più antichi (Fig. 2).

---

(1) A questo livello sono probabilmente da riferire alcuni ripiani fra 1700 e 1900 m. che si notano qua e là, e la loro minore altezza forse deriva dalla presenza di zone facilmente erodibili.

Esso possiede una superficie pianeggiante verso 1500-1600 m. che s' innalza sempre più rapidamente verso nord sino alla base delle pareti che portano direttamente alla cresta. La roccia in posto (calcari del Dachstein) è quasi dovunque ricoperta da una coltre di materiali di trasporto di vario genere. Essa affiora lungo i margini inferiori. ove forma dei dossi arrotondati e lisciati dai ghiacciai.

Non credo ci sia bisogno di cercare argomenti per escludere l' ipotesi che l' altipiano sia dovuto all' azione erosiva dei ghiacciai. I quali pur essendo dotati di tale forza, non possono che essersi limitati a

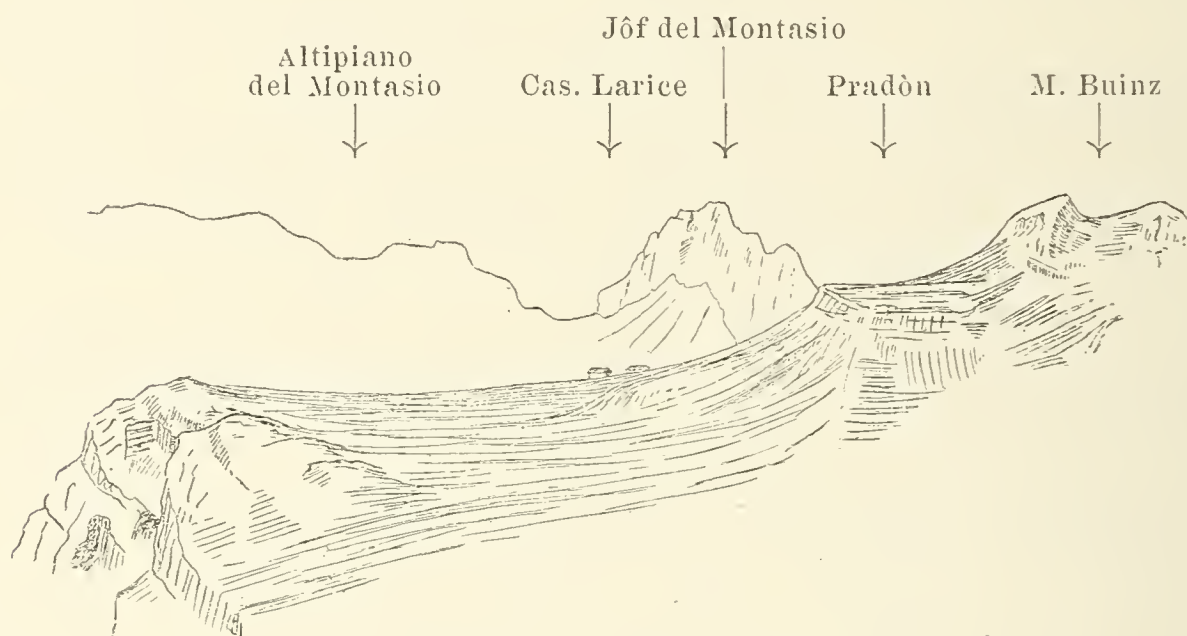



Fig. 2. — L' altipiano del Montasio (II° livello) e il lembo di terrazzo del Pradòn (I° livello).

modificare uno stato di cose preesistente. D' altra parte non é nemmeno possibile supporre che ad essi sia da imputare il dislivello attuale fra il terrazzo del Pradón e la base dell' altipiano del Montasio, fra i quali v' è un salto di quasi 500. m.

Del resto verso 1600-1650 m. si nota qua e là un addolcimento del pendio cui fa seguito verso mezzogiorno una scarpata più o meno distinta. Osservando poi che i margini inferiori dell' altipiano sono rialzati. si può riconoscere che l' azione erosiva dei ghiacciai si è limitata ad abbassare specialmente la zona mediana dell' altipiano e al massimo di un centinaio di metri (cfr. fig. 2).

Con l' altipiano del Montasio si raccorda un livello di terrazzi all' altezza di 1400-1500 m. che scendono verso lo sbocco sino a circa 1300 m. (Fig. 7).

Neppure in Val di Dogna mancano tracce di terrazzi molto elevati che giacciono intorno a 1400 m. nel tratto inferiore (sotto il M. Cimone) e forse con essi si possono collegare le soglie dei circhi ed alcune cornici dell'alta valle, che si trovano verso 1600 m.

In Val Pontebbana si notano delle piccole spianate fra 1400 e 1500 m. intorno alla Creta di Cereschiatis e, leggermente più in alto (1600), sul versante nord. Le prime però appaiono leggermente modellate dai ghiacciai.

Devo qui ricordare un' impressione che ho ricevuto studiando i terrazzi più elevati del bacino e cioè che quelli dei versanti di mezzogiorno delle valli longitudinali sieno leggermente più basse di quelle dei versanti opposti. Non ho potuto avere conferma in alcune misurazioni altimetriche che ho eseguito con l' aneroide, ma d'altra parte ciò si potrebbe spiegare osservando che sarebbero neccessarie misure molto precise che non possono venire eseguite, anche a prescindere dai metodi impiegati, per la grande difficoltà e incertezza di stabilire il margine inferiore delle terrazze o il loro livello più manifestamente spianato. Il fenomeno in ogni modo potrebbe essere spiegato con una maggiore distanza dei lembi del versante meridionale del filone della valle corrispondente; ma, se l' impressione non è stata fallace, credo piuttosto che sia da attribuire ad un movimento epirogenico per il quale la regione settentrionale si sarebbe innalzata di più di quella meridionale. A questa idea mi conduce anche un'altra impressione che ho ricevuto e cioè che la pendenza complessiva della superficie delle terrazze da monte a valle sia più accentuata nelle valli trasversali che in quelle longitudinali. Le verifiche altimetriche che mi ero proposto di fare mi sono apparse fin dalle prime misurazioni troppo incerte per la cattiva conservazione delle terrazze stesse.

In complesso il livello di terrazzi orografici che succede verso il basso a quello degli altipiani, presenta una certa continuità in tutto il bacino e se si pone mente a tutte le modificazioni che possono aver subito i vari lembi attraverso il tempo e sotto l' influenza dei ghiacciai, non possono fare meraviglia alcune irregolarità e manchevolezze. Esso in ogni modo s'inizia presso lo sbocco a circa 1100 m. e sale, più o meno gradualmente, sino a 1600 m. Più in alto si confonde con in resti del livello superiore.

Nel bacino della Fella dunque si riconoscono abbastanza chiaramente due sistemi di ripiani e terrazzi molto elevati: uno che occupa in parte le cime e i crinali o che rimane a

breve distanza da esse; un altro, incastrato nel precedente per una profondità di circa 500 m., che forma delle cornici più o meno continue sui due lati delle valli attuali.

Prescindendo dall' età geologica di ciascuno dei due livelli, rimane in ogni modo stabilito che il II° sistema di terrazzi, essendo incastrato nel I°, è anche più recente di questo.

Ma il bacino della Fella, data la sua ristrettezza, non potè avere avuto una vita morfologica a sè e d' altra parte i fenomeni di cui è stato fatto cenno, hanno una portata così vasta, che di essi dovrebbero rimanere tracce anche nelle regioni vicine. Tornerà quindi utile gettare uno sguardo su queste, anche se i dati d' osservazione finora raccolti sono un po' scarsi. Ho cercato tuttavia di colmare qualche lacuna con l' esame delle carte topografiche (1 : 25000) che, da qualche riscontro fatto sul terreno, si sono dimostrate abbastanza adatte allo scopo. Del resto questo mio esame è limitato solo ai lembi più caratteristici (1).

## Traccie di antiche superficie di degradazione nelle regioni circostanti.

Il primo gruppo montuoso sufficientemente elevato che si incontra verso S E uscendo dal bacino della Fella, è quello del M. Nero sul quale, si osservano delle brevi spianate intorno a 2000 m., cui fanno seguito delle ondulazioni e dei ripiani a circa 1800 m. Verso oriente, nella regione di Comma, si passa ad un vero altipiano carsico con la superficie a 1500-1600 m. sul quale s' elevano dei dossi spianati intorno a 1800 m. Esso fa sistema con gli altipiani carsici, segnalati dal Kossmat (*40*), che sovrastano il lago di Wochein.

Dal M. Nero si stacca verso occidente la catena del Poludnig sulla cui dorsale si notano tracce evidenti di una superficie di degradazione fra 1400 e 1700 m., che pare si colleghi con quella del M. Stol.

Procedendo verso nord ritroviamo a 1500 m. delle terrazze intorno al M. Rombòn — sottostanti all' altipiano del Canin — nella valle della Coritenza e sui monti che fiancheggiano la

---

(1) Su alcune zone spianate delle Alpi Giulie ho trovato cenni anche nei vari lavori del Kossmat (*40*), del Klebelsberg (*37*) e del Winkler (*91*).

conca di Cave del Predil (Raibl), mentre sul Mangart esiste un pianoro a 1900-2000 m. che si stende su calcari di età sensibilmente diverse (Trias sup. e Lias).

Ma spostandoci ancora più verso oriente e trascurando alcuni lembi minori, troviamo sul gruppo del Tricorno due caratteristici e vasti altipiani: quello del M. Grosso (Debeli Vrh) e quello del M. Razor, a 2000-2300 m. La superficie è molto elaborata dal processo carsico che l' ha frazionata in numerose cavità doliniformi, talora occupate da laghetti, separate da creste taglienti e tortuose. Lembi di terrazzi su per giù alla stessa altezza si notano anche sul fianco orientale del Tricorno verso l' alta Val Kerma e forse con questi sono da raccordare le cime pianeggianti che s' allineano fra Cima Tosc (2275 m.) e il Debela Peč (2007 m.). Anche qui verso oriente e mezzogiorno si stende un vasto altipiano carsico a circa 1500 m. che si collega con quello di Comna e col sistema di altipiani carsici di Mežaklia, di Pokluka e di Jelovka fra la Sava di Wurzen e la Sava di Wochein, descritti dal KOSSMAT (*40*) e raccordati con gli altri altipiani del Carso triestino.

Nelle Alpi Giulie Orientali dunque, sono abbastanza ben distinti due sistemi di ripiani e di terrazzi, uno assai elevato (1800-2300 m.), di cui si trovano resti solo sui maggiori gruppi montuosi, l' altro più basso di circa 500 m., che comprende le vaste spianate dell'Alto Carso e pochi lembi di terrazzi intravallivi.

Continuando nella nostra rassegna, raggiungiamo le Caravanche all' altezza di Kranjska Gora (Kronau), la cui ampia dorsale, spesso spianata, sta a 1600-1700 m. e poi s' abbassa gradualmente sino a 1500 m. verso ponente collegandosi, oltre il solco della Gailizza, con la dorsale della Catena Carnica. Non saprei dire con sicurezza a quale dei due livelli appartengano queste dorsali, ma sembrano formare sistema con quello più elevato. Passando ora alla Carnia, troviamo maggiori difficoltà a riconoscere tracce di antiche superfici di degradazione; tuttavia si notano ancora delle dorsali molto ampie, con zone pianeggianti sui monti Dimòn (2047 m.), Paularo (2045 m.), poi altre, oltre la But, sul M. Zoufplàn (2001 m.) e sul crinale che da esso porta al M. Crostis (2251 m.) a circa 2000 m. Questi ripiani vanno facendosi più scarsi verso tramontana, ma se ne possono riconoscere tracce sulla catena principale e special-

mente sul versante nord (regione di Volaia). Giova anche ricordare che le dorsali fra il Dimòn e il Crostis sono formate da rocce eruttive (porfidi quarziferi) (*29*) resistentissime alla erosione e quindi non sarebbe improprio un paragone con l'altipiano porfirico di Bolzano, molto più lontano e vasto, ma costituito su per giù dalle stesse rocce.

Senza spingerci più oltre verso occidente, ove, attraverso altri ripiani come quello del Flachkofel, si arriverebbe facilmente ai noti altipiani delle Dolomiti cadorine, converrà scendere invece a mezzogiorno. Di fronte ai rilievi dei monti Paularo e Dimòn si osservano delle zone a dolce pendio e talora spianate lungo la dorsale del M. Cucco e intorno al M. Zoncolàn a 1700-1750 m., ma ripiani più estesi si notano ad un livello più basso, a 1350-1500 m., i quali forse si collegano verso sud con quelli del M. di Cabia (1100 m.) e del M. Sadi (a 1300 m.).

Se passiamo al versante meridionale della valle del Tagliamento, tracce di antiche superficie di degradazione si possono riconoscere facilmente da 1700 m. sino a 1400 m. sul M. Naiarda, nelle cui vicinanze si trovano anche le supposte antiche alluvioni della Forca di Vinchiarêd (1566 m.), sulla costa di Paladìn a 1450-1500 m. e sul M. Rest. Presso quest' ultimo poi si osservano distintamente le tracce di due cicli: ad uno più antico è da riferire infatti la regione ondulata che dalla cima (1782 m.) arriva sino a circa 1500 m., altezza poco diversa da quelle delle alluvioni di Vinchiarêd, ed uno più recente con cui sta in relazione l' escavazione profonda della sella che non potrebbe essere attribuita ai ghiacciai, dato che anche qui pare esistano antiche alluvioni a 1050-1100 m. Se si accetta la determinazione cronologica delle alluvioni proposta dallo STEFANINI [1] il primo ciclo apparterrebbe al Miocene, il secondo al Pliocene inferiore.

Seguitando ancora verso oriente lungo la medesima catena, resti di superfici di degradazione si possono riconoscere intorno al M. Burlàt a 1420 1550 m. e su per giù alla stessa altezza sul M. Lovinzola ormai prossimo al nostro bacino.

Anche in Carnia, per quanto meno distinti — forse per effetto della svariatissima costituzione geo-litologica della regione — se non per la scarsità di osservazioni in proposito —

---

(1) *Il Neogene Veneto*... (*71*), pag. 608 (270 dell' estr.).

non mancano indizi dei due sistemi di spianate. Il I° sistema è certo rappresentato dalla dorsale Dimòn-Crostis, che sta ad un livello altimetro non molto distante dai 2000 m. e che pare scenda verso mezzogiorno, sulla destra del Tagliamento, sino a circa 1500 m. Al II° sistema, invece, apparterrebbero i ripiani del M. di Cabia, del M. Sadi ecc. inferiori di 400-500 m. ai precedenti e incastrati in essi. Un' altra regione in cui sono assai diffusi i resti di antiche superfici di degradazione, è quella prealpina, su cui già esistono cenni nei lavori di vari studiosi (*52-54-61-69-37*). Tutti gli elissoidi che si susseguono dal Piave all' Isonzo, presentano delle spianate. Partendo dall' altipiano del Cansiglio, in cui il livello principale di spianamento giace intorno a 1300 m., ritroviamo ad oriente del M. Cavallo l' altipiano del M. Castelàt a 1300-1400 m., col quale, attraverso il M. Fara (1342 m.) e il M. Jôf (1212 m.) si collega l' altipiano di Ciaurlèc a 1000-1100 m. Seguono poi verso est altre spianate sul M. Pala, finchè si raggiunge l' altipiano di Prât a 800-900 m. d' altezza. Sulla sinistra del Tagliamento l' ellissoide della Bernadia appare spianato a 800-850 m. e con questo livello si collegano i ripiani che si stendono sul M. Cladis (852 m.), sul M. Jàuer (1071 m.), sul Joanez (1168 m.), sul Lupia (1124 m.) e poi sul M. Mia, sul Matajur e sul Colauràt a 1000-1200 m.

Ma anche fra gli altipiani prealpini e quelli alpini interni, ricordati sopra, esistono tracce di superficie di degradazione che occupano per solito le dorsali e se sono assai più ristrette, non per questo sono meno evidenti. Limitandomi alle più tipiche, ricorderò la dorsale del M. Corno, a nord dell' altipiano di Prât, che sale sino a 1478 m.; la sommità del Covria spianata intorno a 1100 m. e, penetrando nella valle del Tagliamento, il pianoro del Brancôt a 1000-1050 m. che si collega con quello del S. Simeone (Tav. I, Fig. 1) poco più elevato (1200 m.).

Seguitando verso oriente e lasciando da parte alcune zone ondulate di origine incerta sul Cuarnàn, troviamo che il crinale della catena Chiampòn-Postòucic si mantiene ad un' altezza poco diversa da 1600 m., e ciò non è senza significato, quando si osservi che sulla dorsale del Gran Monte, che rappresenta la prosecuzione della precedente catena, esistono tracce di una superficie di degradazione alla medesima altezza. Al Gran Monte fa seguito la catena dello Stol — a breve di-

stanza da quella già ricordata del Poludnig — la cui dorsale spianata a 1500-1600 m. [1] va digradando verso l'Isonzo.

In complesso quindi, pur essendomi limitato a ricordare i lembi più evidenti di antiche superficie topografiche, non è difficile riconoscere la notevole diffusione di questi relitti e non dubito che ricerche più accurate permetterebbero di ritrovarne traccia un po' dappertutto. Solo dopo tali ricerche riuscirebbe relativamente agevole il raccordo dei vari lembi fra loro e l'eventuale distinzione di più sistemi di spianate. Ma in mancanza di meglio mi dovrò accontentare, per ora, di prendere in considerazione solo alcune zone più caratteristiche, nelle quali i raccordi e le distinzioni appaiono meno incerte.

Da questo rapido sguardo si vede in ogni modo che due livelli principali di terrazzi e di ripiani esistono tanto nella regione che sta a levante del bacino della Fella, ossia nelle Alpi Giulie Orientali, quanto in quella che si stende a ponente (Carnia). Si tratta ora di stabilire se questi due livelli fanno sistema con i due riconosciuti nel bacino della Fella.

Più avanti si vedrà se e come si possono raccordare i sistemi di ripiani entralpini con quelli prealpini.

## Raccordi fra i terrazzi del I° e II° sistema del bacino della Fella e quelli delle regioni laterali.

Poche parole bastano a dimostrare la perfetta equivalenza dei due sistemi di altipiani nelle varie zone in cui sono stati riconosciuti.

Verso oriente con l'altipiano del Canin, che giace intorno a 2000 m. d'altezza, si collegano altimetricamente i ripiani del Mangart, del M. Nero, e il vasto altipiano del Tricorno. Non ci sarebbe infatti alcuna ragione per non riferire ad un unico sistema i vari lembi di spianate che oltre ad occupare le stesse zone orografiche, si stendono ad altezze del tutto corrispondenti. D'altronde all'altipiano del Tricorno, che pure dista circa 20 km. da quello del Canin, si giunge attraverso a lembi isolati di ripiani che formano quasi dei ponti di collegamento. Ma poi le spianate del Tricorno sovrastano di 500-600 m. gli altipiani carsici della regione di Wochein, ossia di

---

(1) Ricordata anche da WINKLER (*91*) e KLEBELSBERG (*37*).

un' altezza paragonabile al dislivello fra i due sistemi di ripiani del bacino della Fella.

Il II° sistema, che si potrà chiamare « sistema del Montasio », ove è meglio conservato, corrisponde dunque al sistema degli altipiani di Mržaklja (1400), di Pokluka (1300-1400 m.) e di Jelovca (1200-1300 m.) e quindi anche, se i raccordi sono stati fatti bene, a quelli di Piro (Birnbaum, 900 m.), di Rutte (Gereuth a N E di Idria, 700-800 m.), di Monte S. Vito (Veitsberg 650-700 m.) e infine dei dintorni di Doberdò (110 m.). Anche verso ponente il raccordo fra i due sistemi della Carnia e quelli della Fella si può effettuare facilmente, poichè la dorsale Dimòn-Crostis corrisponde altimetricamente al livello più elevato di altipiani, ossia a quello del Canin, mentre i ripiani del sistema inferiore (M. di Cabia, M. Sadi ecc.) che giacciono 500 m. più in basso rispetto ai precedenti, si raccordano col sistema dell' altipiano del Montasio.

Rimangono ora invece da collegare gli altipiani prealpini con quelli intralpini.

## Rapporti fra il sistema di altopiani entralpini e il sistema di altipiani prealpini.

Come punto di partenza nei raccordi fra i vari lembi di antiche superficie topografiche, prenderò il livello principale di spianamento degli elissoidi e quello corrispondente del Carso fra Gorizia e Caporetto che rappresenta il sistema di altipiani più continuo e distinto di tutta la regione.

Dalla rapida descrizione che precede possiamo intanto ricavare che questo livello, dall' altipiano del Cansiglio, ove raggiunge 1300-1400 m., va leggermente abbassandosi verso oriente sino al Tagliamento, ove giace a circa 850 m., per poi innalzarsi gradualmente verso l' Isonzo sino a 1000-1100 m., altezza corrispondente a quella determinata dal Winkler per la superficie topografica del Pliocene inferiore nei dintorni di Caporetto [1]. Con questa superficie s' allacciano infatti le vaste spianate della Bainsizza.

---

(1) Fra Tolmino e Caporetto il « paesaggio del Pliocene inferiore in avanzata maturità (spätreife) » giace secondo questo A. fra 700 e 1000 m. Vedi in proposito: *Geomorfologischen Studien im mittleren Isonzo...* (90), pag. 45.

Io credo che questo andamento dei resti dell' antica superficie topografica, sia da interpretare — come già è stato ammesso per l' ala orientale dallo STEFANINI [1] — come effetto di movimenti tettonici posteriori allo spianamento degli ellissoidi per cui la zona intorno allo sbocco del Tagliamento avrebbe subìto un minor sollevamento in confronto alle due estremità della serie di ellissoidi friulane. E in queste il massimo sollevamento si sarebbe verificato all' estremo occidentale, ciò che concorda anche con la presenza, ancor più oltre nella medesima direzione, di depositi pliocenici marini (Cornuda) (7), i quali non vengono a giorno più ad oriente. La ragione per cui anche all'estremo orientale non affiora il Pliocene, potrebbe dipendere dal minore sollevamento subìto. Ed anzi credo che la differenza fra il sollevamento avvenuto alla estremità occidentale, nella regione del M. Cavallo, e quello avvenuto nella zona del Matajûr, sia grossolanamente apprezzabile in base alle considerazioni che verrò facendo più avanti. Secondo il mio giudizio, esso sarebbe stato di circa 300 m. superiore nella regione occidentale rispetto a quella orientale.

Occorre infine avvertire che una zona di depressione, in corrispondenza della valle trasversale del Tagliamento, poteva già esistere anche anteriormente allo spianamento e ciò anzi non mi sembra improbabile dato che appunto lungo tale depressione i depositi terziari marini si addentrano maggiormente nella regione alpina.

Ma ora conviene mettere in evidenza la posizione che occupa questo livello generale di spianate sui vari rilievi. Esso si stende sulle sommità solo nella parte centrale della serie di ellissoidi, ossia su quelli meno elevati e più prossimi al Tagliamento. Procedendo da questa zona sia verso oriente quanto verso occidente, vediamo che il livello di spianamento s' innalza grado a grado, ma meno rapidamente delle cime, per cui queste vengono sempre più ad emergere dalle zone spianate della montagna. Ai due estremi est e ovest troviamo i massimi dislivelli fra spianate e cime che da esse s'innalzano. La cima del M. Cavallo all' estremo ovest raggiunge 2250 m., mentre il livello di spianamento sta a 1300-1400 m.; la cima del Matajûr all' estremo est, tocca i 1647 m., mentre la regione spianata arriva a 1000-1100 m. Con queste cime tondeggianti e non di rado anch' esse più o meno spianate, si raccordano, nel maggior numero dei casi, le dorsali delle catene prealpine su cui esistono traccie di superficie di degradazione.

---

(1) *I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli...* (69), pag. 29.

Una condizione del tutto analoga si trova sui tipici altipiani del Carso in cui, al di sopra del livello generale di spianamento, sorgono dei dossi più o meno tondeggianti ed elevati.

Secondo il KOSSMAT (*40*) il livello generale di spianamento del Carso Triestino e Monfalconese giace a 80 m. presso Sistiana, a 250 m. presso Prosecco, a 400 m. presso Basovizza, a 450 m. presso Corgnale. I rilievi più elevati s'innalzano invece sino a 275 m. presso Gradisca (M. S. Michele), a 643 m. sopra Castel Rifembergo (Reifenberg) sul M. Terstello, e a 922-1027 m. presso Divacca. L'altipiano di Ternova è spianato da 600 m. (verso O), sino a 1000 m. (verso N), mentre i dossi di Gollacco (Goljak) e del Jàvornik, raggiungono rispettivamente i 1496 m. e 1242 m. Sull'altipiano di Idria Inferiore, spianato a 650-700 m., s'innalza il M. Cervaro (Jelenek) a 1106 m., e su quello che si stende fra Idria e Rutte (Gereuth) dal livello principale di spianamento, che giace a 700-800 m., emergono dei dossi che raggiungono al Prapretni Brdo 1006 m. e al Sairacher B. 961 m. Dalle spianate del Carso di Piro e di Longatico che si stendono a circa 800 m., si elevano dei rilievi sino a 1313 m. (Nanos) e sopra i caratteristici altipiani di Mržaklja, di Pokluka e di Jelovca s'innalzano le cime, le creste e gli altipiani elevati del Tricorno.

Se ora si pensa a quella che poteva essere la superficie iniziale del ciclo cui è dovuto lo spianamento della regione, vien fatto di riconoscere nei culmini dei rilievi più elevati che s'innalzano dal sistema di altipiani carsici e prealpini, gli ultimi residui di essa (1). Ma con questi si raccordano le creste e le dorsali spianate delle catene prealpine e, procedendo ancora più oltre nell'interno delle Alpi, gli altipiani del Canin, del Tricorno ecc. Alla fine del ciclo in questione, quando le regioni esterne apparivano notevolmente spianate, quelle interne dovevano avere raggiunto un grado d'evoluzione meno progredito e le più lontane dal mare forse erano appena pervenute alla maturità. Dalla demolizione potevano perciò salvarsi alcuni lembi più o meno estesi della superficie iniziale, a seconda della loro posizione rispetto ai livelli di base locali e a quello generale dell'erosione. Nelle zone ondulate che collegano le cime colla superficie degli altipiani più elevati e in

(1) Nel caso degli ellissoidi non sembra improbabile che almeno in parte tale superficie iniziale sia d'origine marina (cfr. Tabella riassuntiva alla fine del lavoro).

quelle che troncano alla medesima altezza alcuni rilievi (Creta di Àip), si possono riconoscere gli ultimi lembi ancora conservati di quella superficie iniziale.

Con questo concetto possiamo all' ingrosso calcolare anche la differenza del sollevamento fra i due membri estremi della serie di ellissoidi, quello del M. Cavallo e quello del M Matajûr. Nel primo la superficie iniziale, che possiamo ritenere su per giù corrispondente alla cima (2250 m.), s' innalza per circa 900 m. al disopra del livello delle spianate; nel secondo per circa 600 m. La differenza fra queste due cifre può all' ingrosso rappresentarci la differenza del sollevamento che sarebbe stata di circa 300 m. in favore del primo. Naturalmente questo calcolo è largamente approssimativo, poichè molte circostanze possono avere contribuito a modificare variamente l' altezza delle cime delle due montagne e quindi della supposta superficie iniziale nei due punti.

Il fatto poi che gli altipiani del Carso presentino un più spiccato livellamento delle altre zone prealpine, credo sia da spiegarsi con la maggiore uniformità di costituzione geologica, dovuta in buona parte alla scarsità del ripiegamento subito, sia con un sollevamento assai più lieve ai margini, avvenuto alla fine del Miocene, per cui il ciclo d' erosione successivo avrebbe avuto un livello di base poco diverso da quello precedente; sia infine per la maggiore vicinanza, di buona parte della dalla regione, al mare.

In conclusione, fra i numerosi lembi di antiche superficie topografiche sopra ricordati, io credo di dover distinguere due sistemi diversi, sia per caratteri morfologici, quanto per età. A un sistema riferisco le più vaste zone spianate del Carso e quelle, minori, degli ellissoidi prealpini. Questo sistema è morfologicamente caratterizzato da un quasi perfetto livellamento delle regioni esterne le quali, durante un ciclo svoltosi con un livello del mare abbastanza costante, dovevano avere raggiunto uno stadio abbastanza prossimo al penepiano. A movimenti tettonici successivi sono dovute varie dislocazioni dall'antica superficie che, specialmente sul Carso, appare frazionata in lembi più o meno estesi, disposti a gradinate come hanno dimostrato il Kossmat (*38*), il Winkler (*91*) e altri. Da questo sistema di spianate s'innalzano dei rilievi, dapprima poco accentuati ed a cupola poi, procedendo verso l' interno della regione alpina, dei veri massicci elevantesi per circa 500 metri al disopra del livello principale di spianamento. Anche questi maggiori rilievi presentano superiormente delle regioni ondulate

e localmente spianate, in cui si riconoscono le tracce di antiche superficie topografiche.

Con gli altipiani più interni ed elevati, che superano per solito i 2000 m., si raccordano le creste e le dorsali delle Prealpi, le quali, alla loro volta, si allacciano con i dossi più elevati che sorgono dalle spianate del Carso e degli ellissoidi prealpini. Questa più antica superficie di degradazione per quanto variamente deformata da spostamenti tettonici di vario genere, non presenta un livellamento così distinto e generale come la precedente, ma offre piuttosto i caratteri di una regione in avanzata maturità.

I due sistemi di spianate e di ondulazioni si mostrano ben distinti specialmente nella regione montuosa che separa il bacino dell'Isonzo da quello della Sava, ove dalle vastissime spianate di Mržaklja, di Pokluka, di Jelovka a 1200-1400 m., nelle quali il Kossmat (*40*) riconosce anche un livello più recente a 950 m. corrispondente al fondo delle valli morte di Comna ecc., emergono i grandiosi rilievi del Tricorno, del Bogatin, del M. Nero sui quali si trovano i resti precedentemente descritti di superfici di degradazione ad un livello assai più elevato (2000-2100 m.). Ma poi in tutti gli altri altipiani carsici che stanno più a sud come sulla Bainsizza, quelli di Ternova, di Idria, di Piro, di Longatico e di Trieste le ricerche del Kossmat (*40*) e del Winkler (*90*) hanno fatto conoscere le tracce di due sistemi raccordabili con quelli ricordati sopra.

Passando al caso concreto del Tagliamento io credo di poter raccordare con gli altipiani carsici di Prât e della Bernardia, che giacciono a 800-900 m., il pianoro del M. Brancôt che si stende a 1000-1050 m. d'altezza e ancor più a nord con quello del S. Simeone che raggiunge i 1200 m. Col sistema degli altipiani entralpini più elevati collego invece la dorsale della catena del M. Maggiore e dello Stol e le creste della catena dei Musi e del Chiampòn-Postoucic e delle altre che con queste si raccordano.

Anche il Brückner [1] raccorda il suo livello più elevato di terrazzi, anteriori al Glaciale, del bacino del Tagliamento, che in buona

(1) Penck A., Brückner E. *Die Alpen im Eiszeitalter....* (*61*), p. 1019-1020.

parte coincide col nostro II[0] sistema, che poi attribuisce (1) al Pliocene, con le spianate carsiche del M. Carnizza a 800-900 m. e quindi con gli altipiani carsici degli elissoidi. Lo stesso autore però ritiene, come vedremo, più antiche le spianate del Carso. Quanto all'altipiano di Lauco e Fusea ricordato dal MARINELLI (2), non ho avuto la possibilità di interessarmi in modo particolare. Dalle carte si desume che il livello di maggiore spianamento giace fra 850-1050 m., per cui verrebbe a trovarsi incastrato nel II[0] sistema dei nostri terrazzi e per conseguenza anche in quello degli ellissoidi prealpini, di cui perciò sarebbe più recente.

## Età degli altipiani del bacino della Fella.

In tutta la nostra regione, e per quanto si sa, anche in quelle contermini, mancano elementi diretti su cui fondare una determinazione cronologica degli altipiani. Dovrò quindi riferirmi ad osservazioni di altri studiosi su regioni più o meno vicine e cercare in qualche modo di mettere in relazione gli altipiani del bacino della Fella con quelli di cui è stata determinata, sia pure indirettamente, l'età.

Il BRÜCKNER, per analogia con altre valli alpine, attribuisce il suo livello superiore di terrazzi, che corrisponde in buona parte al nostro II[0] sistema, al Pliocene, riferendosi specialmente alle determinazioni del PENCK nella valle dell'Adige. Più antiche invece sarebbero le spianate del Carso che infatti riferisce al Miocene (3).

Lo STEFANINI (4), in base ai risultati dei suoi studi geologi sul Neogene Veneto, pone nel Miocene superiore (Tortoniano e Pontico) il sollevamento e l'emersione della regione submontana delle Prealpi Carniche, sulla quale allora si sarebbe iniziato il ciclo continentale che avrebbe dato origine allo spianamento degli ellissoidi; spianamento parziale — sino ad uno stadio di incipiente maturità — secondo lo STEFANINI, compiutosi nel Pliocene inferiore (Piacenziano). Nelle cime retrostanti, della regione alpina, che superano i 2300 m., egli riconosce i resti di una superficie topografica ancora più antica (5) e quindi necessariamente miocenica. Il KOSSMAT (6) appoggiandosi a varie considerazioni d'indole stratigrafica e tettonica, ritiene che lo spiana-

(1) Op. cit. (*61*), p. 1036.
(2) *Atlante dei tipi geografici....* (*54*), tav. 19.
(3) Op. cit. (*61*) p. 1036-37.
(4) *Il Neogene Veneto....* (*71*) p. 608.
(5) *I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli....* (*69*), p. 28.
(6) *Die morphol. Entwicklung der Gebirge im Isonzo....* (*40*).

namento principale degli altipiani carsici della regione di Wochein e di Gorizia e di Trieste si sia compiuto durante un ciclo contemporaneo ai laghi pontici della regione pannonica, che pone nel Pliocene inferiore, mentre anteriormente, ossia nel Miocene, si sarebbe sviluppato un paesaggio ondulato, corrispondente ai dossi più elevati del Carso e delle Alpi Giulie.

Queste determinazioni cronologiche sono accolte dal WINKLER, il quale attribuisce pure al Pliocene inferiore lo spianamento principale degli altipiani carsici del medio Isonzo, mentre riferisce ad una superficie miocenica la sommità di alcuni dossi elevantisi circa 200 m. al di sopra del precedente livello, insieme con gli altipiani intralpini delle Alpi Giulie (1).

Il MARINELLI invece, ritiene in generale più antichi gli altipiani carsici prealpini che non quelli intralpini (eccetto alcuni elevatissimi), attribuendo lo spianamento dei primi ad un ciclo miocenico, dei secondi ad uno pliocenico. Fra quest'ultimi, ricorda quello di Lauco e Fusea. A questa conclusione l'A. è condotto dal fatto che gli altipiani entralpini sul tipo di quello di Lauco e Fusea gli appaiono incastrati nel sistema di altipiani prealpini, anche se di questi sono più elevati (2). Non posso pronunziarmi su vari esempi citati dall'A. che non conosco a sufficienza. Per quanto riguarda però l'altipiano di Lauco e Fusea, ricordo ch'esso è in ogni modo incastrato nel sistema di antiche superficie topografiche corrispondenti agli altipiani entralpini del bacino della Fella (Canin, Creta di Aìp ecc.), poichè mentre in quello le zone spianate giacciono (v. indietro) a 950-1050 m., sull'Amariana e sul S. Simeone, che lo dominano a breve distanza, il nostro livello si trova a 1600 m. Non pare improbabile che questo altipiano sia anche più recente del sistema di spianate prealpine.

Anche il KLEBELSBERG (37), per quanto riguarda la nostra regione e quelle circostanti, ammette con lo STEFANINI, col KOSSMAT e col WINKLER, due sistemi distinti di antiche superficie topografiche, una miocenica ed una pliocenica antica. Alla prima riferisce gli altipiani intralpini più elevati, alla seconda le spianate del Carso.

Nelle varie determinazioni cronologiche dei due sistemi di antiche superficie topografiche, si riconosce dunque un certo accordo fra coloro che hanno avuto la possibilità di occuparsene più di proposito. Di grande valore sono, secondo me, specialmente le determinazioni dello STEFANINI, appoggiate sullo

---

(1) *Germophologischen Studien im mittleren Isonzo....* (*90*), p. 24-25.
(2) *Atlante dei tipi geografici....* (*54*), Tav. 18, 19.

studio delle formazioni marine e continentali neogeniche che frangiano la nostra regione prealpina e ad esse io credo perciò utile riferirmi. Tanto più che non si possono riconoscere divergenze essenziali con le vedute del KOSSMAT relativamente alla regione orientale.

Accettando dunque le conclusioni dello STEFANINI è riferendo quindi a un ciclo Piacenziano lo spianamento degli ellissoidi e degli altipiani e terrazzi che con essi fanno sistema, viene ad essere riportato del Miocene il modellamento della superficie topografica corrispondente agli altipiani entralpini sopra ricordati. Essa quindi sarebbe il risultato di un ciclo d'erosione miocenico alla fine del quale la regione avrebbe raggiunto uno stadio di avanzata maturità. Col sollevamento verificatosi alla fine del Miocene, si sarebbe iniziato un nuovo ciclo d'erosione il quale avrebbe avuto come superficie iniziale quella miocenica, rappresentata ora sulle cime e sulle dorsali più elevate delle Prealpi e dagli altipiani entralpini corrispondenti, e si sarebbe chiuso alla fine del Piacenziano — in seguito al nuovo sollevamento (Astiano) — con uno stadio di vecchiaia delle regioni più esterne e di maturità di quelle più interne. Che la superficie topografica iniziale del ciclo chiusosi col Piacenziano, rappresenti l'effetto di uno o più cicli d'erosione normale, e non corrisponda quindi alla superficie d'emersione (Uroberfläche), risulta evidente da alcune considerazioni fatte avanti e da vari studi geologici (*40*) dai quali si ricava che la Regione Alpina Giulia e, si può aggiungere, anche Carnica, erano già definitivamente emerse alla fine del Cretaceo e quella montana prealpina, insieme con le regioni carsiche ricordate sopra, al termine dell'Eocene.

### La superficie iniziale (1).

Il fatto precedentemente segnalato che la superficie iniziale corrisponda su per giù alle zone di massima elevazione della nostra regione, ci permette di riconoscere nella superficie di raccordo delle cime, una superficie abbastanza prossima, almeno nelle linee generali, a quella iniziale (fig. 3).

---

(1) Con questo termine mi riferisco al ciclo durante il quale si formarono gli altipiani del I° livello (più elevato). Non corrisponde quindi alla « Uroberfläche » del DAVIS (*8*).

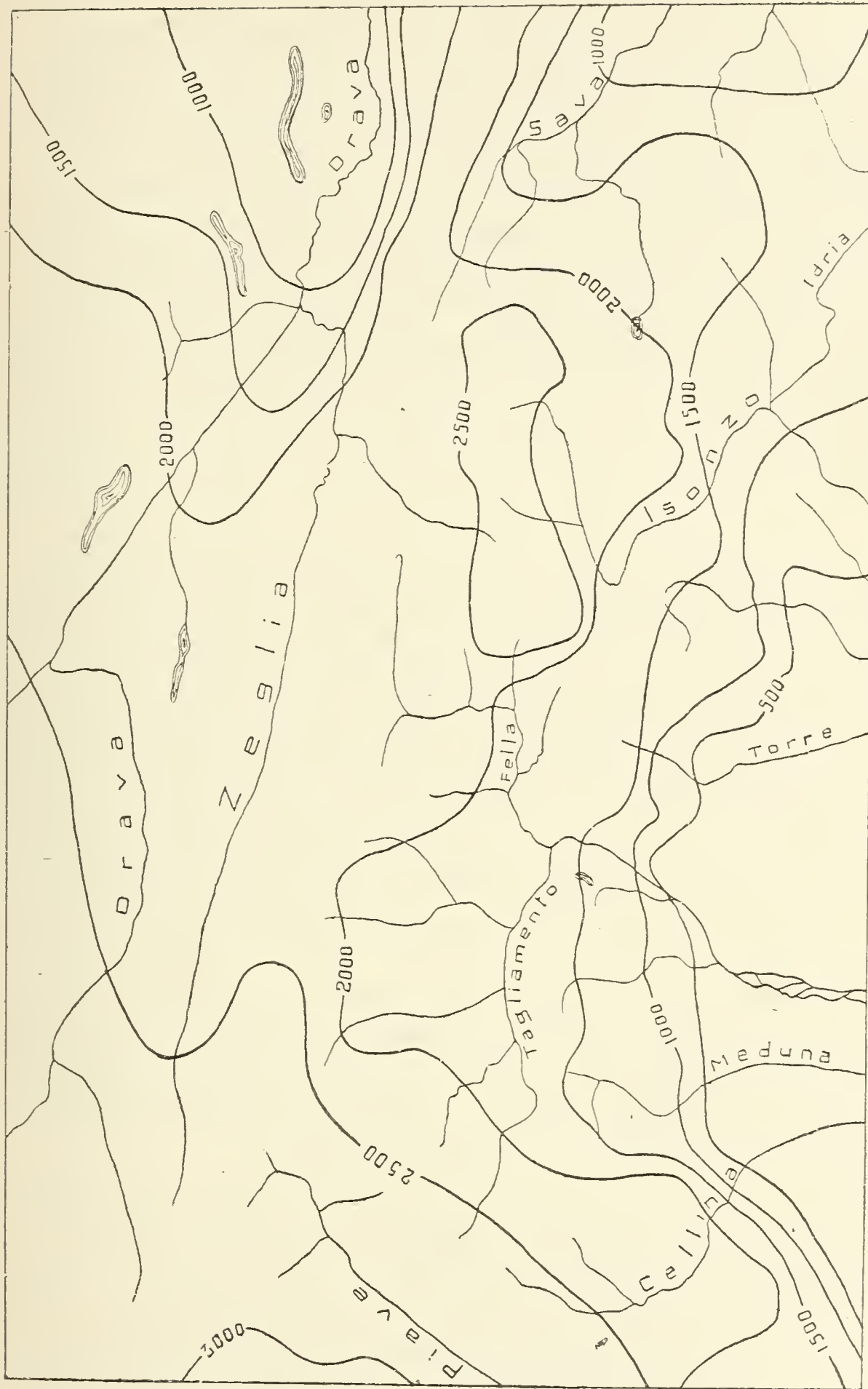



Fig. 3. — La superficie di raccordo delle cime delle Alpi Friulane.
(Scala 1 : 1.000.000).

La zona di massima elevazione, compresa solo in parte, nel bacino della Fella, appare del tutto isolata e si allunga da est a ovest fra il gruppo del Canin e quello del Tricorno, innalzandosi da una base amplissima inclusa nella curva 2000 m. Una zona altimetricamente corrispondente giace ai margini occidentali del bacino del Tagliamento, ove rappresenta però un gradino di una zona più elevata che s'innalza al di sopra di 3000 m. e che abbraccia le maggiori cime delle Dolomiti cadorine.

Intorno alla cupola Canin-Tricorno, si osservano tre grandiose depressioni. Una amplissima, inclinata verso sud che corrisponde al bacino del Tagliamento, una verso SE corrispondente alla Sava ed una a nord corrispondente alla Drava e inclinata verso est. La zona delimitata dalle curve 2000 e 2500 m., è quella che, della regione compresa nella figura, occupa la maggiore superficie. Ciò forse non è senza significato, poichè, come s'è visto, corrisponde precisamente alla zona in cui troviamo gli altipiani più estesi. Più a sud la superficie va rapidamente degradando e altimetricamente corrisponde abbastanza bene ai lembi più elevati di antiche superficie di degradazione delle Prealpi. Associando gli elementi che ci fornisce la cartina con i dati d'osservazione, possiamo anche arrischiare una ricostruzione generale del passaggio morfologico. Arrotondando le scabrosità della montagna e collegando con pendii poco accentuati le cime e le creste più alte col livello delle spianate, ne risulterebbe un paesaggio relativamente uniforme cosparso di enormi dossi più o meno allungati e separati da ampie depressioni vallive.

Le differenze d'altezza fra le cime e i fondi delle depressioni, non avrebbero dovuto superare gli 800-1000 m., almeno a giudicare dal dislivello fra le più alte vette e i più bassi pianori di questo sistema. In complesso il paesaggio sembra riflettere i caratteri di un'avanzata maturità.

Questi elementi ci possono intanto mettere sulla strada per rintracciare l'andamento dei primitivi corsi d'acqua della nostra regione e spiegare quelli attuali.

Le tre depressioni del Tagliamento, della Drava e della Sava, dovevano rappresentare le zone d'attrazione delle acque correnti [1]. Se con esse si mette in relazione il reticolato

---

(1) La depressione Tagliamento-Fella e fors'anche le altre due, sembra in parte d'origine tettonica. Si nota infatti che lo sbocco della valle corrisponde al

idrografico attuale, si notano qua e là dei contrasti, che possono venire spiegati con modificazioni successive dei corsi originari. Il più evidente di tutti è quello che si riferisce al Tagliamento cui occorre rivolgere l'attenzione, perchè interessa più direttamente il nostro bacino.

Se si cerca di ricostruire il reticolato idrografico primitivo, ossia *conseguente* alla superficie iniziale, viene eliminato l'alto corso longitudinale del Tagliamento e collegati i suoi affluenti di sinistra con il suo corso di pianura attraverso la Meduna e l'Arzino. Che questo dovesse essere lo schema idrografico primitivo, è confermato dalla presenza di alcune ampie insellature più o meno elevate, della catena che separa l'alto Tagliamento dalla regione pedemontana, su cui, secondo il TARAMELLI *(79)*, si troverebbero anche delle placche di antiche alluvioni.

Quest'ipotesi fu già emessa dal TARAMELLI *(79)* e più recentemente completata dallo STEFANINI *(70)*, il quale suppone che l'antico Tagliamento, riversantesi attraverso la Forca di Vinchiarêd (1566 m.), sia stato catturato prima da un affluente della Meduna, che passava per la Forca di Rest (1100 m.), poi da uno dell'Arzino, che scendeva per la valle di Preone, indi dal Melò e infine dalla Fella. In base all'andamento della superficie iniziale crederei di poter ricostruire per sommi capi questi fenomeni nel modo seguente, ritoccando leggermente la ricostruzione dello STEFANINI.

Il Tagliamento primitivo era formato da un fascio di corsi d'acqua *conseguenti* e convergenti verso l'attuale suo corso di pianura. La Meduna che raccoglieva il corso superiore dell'alto Tagliamento passante per la Forca di Vinchiarêd e un altro ramo, in origine indipendente, che scendeva da quella di Rest, fu decapitata da un affluente del Degano il quale, insieme con la But, ancora isolata dal Chiarsò [1] che scorreva per la depressione di Cavazzo, scendevano nell'Arzino attraverso le due valli di Preone e di Verzenis. Successivamente il

maggior intervallo che separa due ellissoidi successivi della serie prealpina friulana (cfr. schizzo tettonico delle Prealpi Friulane del Dainelli (*5*)) e che dette ellissoidi si vanno gradualmente innalzando da quella zona sia verso oriente, quanto verso occidente. Anche nell'andamento delle pieghe v'è qualche accenno a depressione degli assi in corrispondenza di detta valle.

(1) La sella di Chiauzutàn (V. di Verzegnis) è 160 m. più elevata di quella di Chiampòn (V. di Preone) per cui, se questa differenza non è dovuta ai ghiacciai, si può pensare che dipenda da una cattura subita dalla Bùt da parte del Degano o da una cattura da parte del Chiarsò, quando ancora il Degano continuava a scendere, per la valle di Preone, in Arzino.

corso d'acqua che bagnava la depressione di Cavazzo, con un suo affluente decapitò l'Arzino catturando in un primo tempo la Bût e poco dopo il Degano con l'alto Tagliamento. L'ultima cattura fu quella operata da un affluente della Fella o meglio del corso d'acqua che scorreva lungo la bassa Val Fella e la valle trasversale del Tagliamento, raccogliendo così tutte le acque della Carnia (Fig. 4).

Passando ora alla Fella, non si può riconoscere nel suo andamento una relazione così evidente con la superficie iniziale, come appare per gli altri affluenti dell'alto Tagliamento (Fig. 3). Se infatti si cerca nel reticolato idrografico i rami che potrebbero rappresentare il corso d'acqua conseguente, si rimane

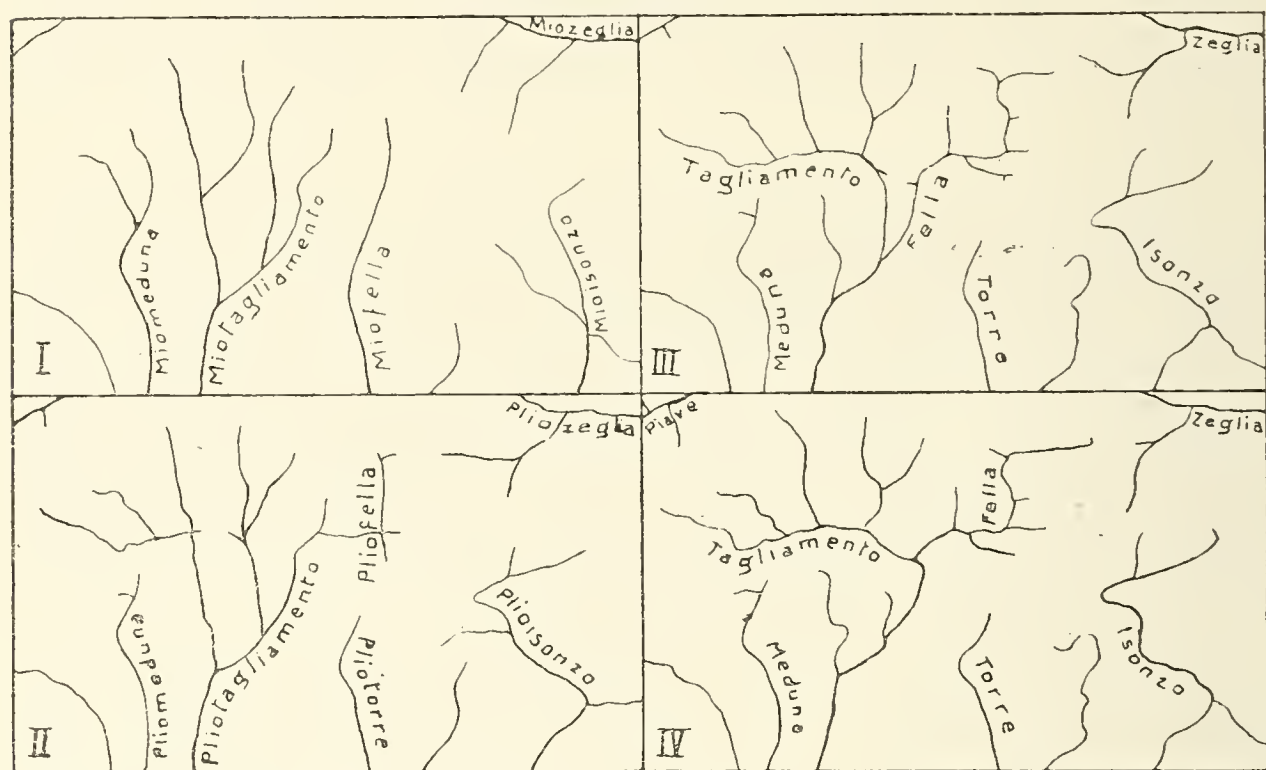



Fig. 4. — Schizzo delle variazioni idrografiche del bacino del Tagliamento. I. Idrografia Miocenica - II. Idrografia Pliocenica - III. Idrografia preglaciale - IV. Idrografia attuale. — (Scala 1 : 2.000.000).

imbarazzati nella scelta. Due ipotesi allora si affacciano. O l'antica Fella aveva un corso prevalentemente longitudinale che scendeva dalla cupola del Canin dirigendosi verso il Tagliamento, o aveva un corso decisamente trasversale e indipendente dal Tagliamento. Nel primo caso la media V. Fella doveva essere appena abbozzata, nel secondo la Fella doveva continuarsi a sud con la Torre, mentre lateralmente un altro corso d'acqua, formato dall'Aupa e dalla bassa Fella, scendeva in Tagliamento.

Se si tiene presente che il tratto longitudinale da Chiusaforte a Resiutta corrisponde per metà ad un affioramento di rocce marnose raibliane e se si completano mentalmente le pieghe sino all'altezza minima in cui poteva presumibilmente trovarsi la superficie iniziale (1600 m.), il nucleo raibliano verrebbe a trovarsi completamente ricoperto da una coltre di calcari dolomitici (Dolomia Principale) potente parecchie centinaia di metri, e allora non sembra improbabile che questo tratto, che s'innesta con un gomito a quello superiore, siasi formato in un secondo tempo come affluente dell'Aupa e che abbia catturato la Fella, decapitando la Torre. A meno che questa non fosse già stata decapitata precedentemente da un altro affluente dell'Aupa che risaliva la bassa Resia, come pare anche più verosimile per la presenza di una zona facilmente erodibile, anche all'altezza presumibile della superficie iniziale. Il fenomeno potrebbe essere stato favorito da movimenti tettonici ch'è però difficile precisare, ma che si possono interpretare o con un maggiore sollevamento della catena dei Musi rispetto alle regioni laterali o con un minore sollevamento di queste [1]. In complesso sembra più verosimile l'ipotesi di un corso originario interamente trasversale della Fella che meglio spiega lo schema idrografico attuale.

A nord della cupola Canin-Tricorno i corsi d'acqua *conseguenti* dovevano invece dirigersi verso la depressione della Drava, seguendo la pendenza della superficie iniziale. Uno di questi è probabilmente da riconoscersi nell'attuale Slizza e forse nel T. Saisera (V. Bruna).

Questa supposizione non si accorda con le idee del Frech (*21*) e del Gortani (*29*) i quali immaginano un lunghissimo corso d'acqua longitudinale parallelo alla Zeglia e scorrente per le depressioni V. Pesarina-V. Calda-Sella di Ligosullo-Forca Pradulina-V. Pontebbana-alta V. Fella-alta V. Sava. Devo osservare a questo proposito che queste depressioni corrispondono costantemente a una fascia più o meno continua di rocce facilmente erodibili, alla quale è senza dubbio da attribuire l'allineamento delle valli e delle selle. Ma poi, come s'è visto, la superficie iniziale della regione carnica è decisamente incli-

---

(1) Può anche avervi partecipato il sollevamento della cupola Canin-Tricorno che avrebbe favorito uno spostamento del corso d'acqua verso occidente, almeno laddove ciò era possibile.

nata verso mezzogiorno, per cui almeno sino a Forca Pradulina le depressioni suddette dovevano presumibilmente essersi formate per opera degli affluenti (*susseguenti*) dei maggiori corsi d'acqua *conseguenti* e trasversali che trovavano diretto sfogo verso la pianura friulana.

Più difficile è invece stabilire le condizioni dell'idrografia dalla Pontebbana alla Sava, poichè in questa zona dovevano convergere gli spartiacque fra le tre grandi depressioni ricordate avanti. Il deprimersi della Catena Carnica da ovest a est potrebbe forse indicare, come rilevò il Gortani, un corso longitudinale Pontebbana-alta Fella, il quale però, a giudicare dalla pendenza della superficie iniziale e osservando che le Caravanche s'innalzano da ovest a est, avrebbe dovuto dirigersi piuttosto verso la Drava che verso la Sava, utilizzando forse la valle della Gailizza. Qualora invece, come io propendo a credere, la valle longitudinale non fosse stata ancora scolpita, ma si fosse formata più tardi in seguito al sollevamento generale, come valle *susseguente*, i corsi d'acqua scendenti dal versante nord della cupola Canin-Tricorno si sarebbero riversati direttamente nella infossatura della Drava, sorpassando l'estremità orientale della Catena Carnica e le Caravanche Occidentali, nelle quali appunto esistono delle valli morte trasversali. Che la ricostruzione della superficie iniziale s'avvicini notevolmente alla realtà, si può riconoscere anche nell'andamento della Drava. Qualora infatti si cerchi di segnare il suo corso conforme a detta superficie, ossia il corso *conseguente*, si viene a rettificare le sue curve più accentuate, per riportare il fiume lungo valli morte, come quelle del Weissen See e del Wörter See (Fig. 3).

### Terrazzi orografici preglaciali.

Sotto al più basso sistema di ripiani descritto precedentemente, esistono in tutto il bacino della Fella vari lembi più o meno estesi di terrazzi orografici che in parte si raccordano abbastanza esattamente fra loro, ma che difficilmente lasciano riconoscere dei sistemi continui e comuni a tutte le valli del bacino.

La difficoltà di raccordare i vari lembi in sistemi, dipendono sopratutto dal fatto che nel maggior numero dei casi le aree terrazzate sono così ristrette e si trovano ad altezze così variabili che anche ricorrendo ai vari metodi grafici di raccordo (1), si rimane spesso in dubbio se un dato lembo è da attribuirsi ad uno piuttosto che ad un altro sistema.

---

(1) Supan A. *Grundzüge der physischen Erdkunde....* (72), pag. 568.

Se poi si vuole tenere conto di tutti quanti i terrazzi e cornicioni sparsi sui fianchi delle valli, anche dei più piccoli, e si tenta di raccordarli, coi metodi comunemente usati (altimetrici o grafici) nel minor numero possibile di livelli, si arriva a costruire una quantità eccessiva di sistemi, in buona parte incompleti e nondimeno abbastanza irregolari. Le ragioni di questa irregolarità dei terrazzi riescono del resto abbastanza evidenti. Basta pensare che se l'altezza dei vari terrazzi può dipendere dal fatto ch'essi rappresentano i resti di sistemi vallivi più o meno elevati e quindi antichi, può anche, per uno stesso sistema, derivare dalla maggiore o minore distanza dall'antico filone della valle. È infatti evidente che tanto più i terrazzi rappresentano lembi dell'antica valle prossimi al filone e tanto più bassi devono essere e viceversa. Ed allora è sufficiente che il filone di una valle di nuova formazione si discosti da quello della valle antecedente, per dare origine a terrazze orografiche disposte ad altezze notevolmente diverse sui due fianchi opposti della valle stessa o anche semplicemente che la nuova valle presenti dei tratti più ampi, degli altri meno ampi. Senza poi contare che in alcune parti l'erosione può cancellare completamente alcune terrazze conservandole invece in altre. Nè può valere, almeno nel caso della Val della Fella, il criterio che quanto più piani sono i lembi e tanto più dovevano essere prossimi all'antico filone, per il fatto che tutti i terrazzi di cui mi sto per occupare, sono stati superati dai ghiacciai quaternari, e quindi non si può sperare di trovare conservata la pendenza originaria ed inoltre molto spesso falde detritiche o depositi morenici rivestono le loro superficie. Tali, ed eventualmente altre cause accidentali, sono più che sufficienti a spiegare l'irregolarità dei terrazzi ed a mostrare quanto sia difficile il discernere fra di essi quelli che appartengono ai vari sistemi. Quanto poi a quest'ultimi, occorre aggiungere che non sempre si potranno trovare completi, ossia in tutte le valli del bacino, poichè ciò dipende dalla durata del ciclo d'erosione o meglio dal suo più o meno completo sviluppo. Basta infatti che il ciclo venga interrotto prima che l'erosione regressiva abbia raggiunto le alte valli del bacino, perchè manchino in esse i terrazzi corrispondenti.

Quello che ho detto serve a mostrare quanto poco sicure sieno nel nostro caso, le ricostruzioni dei sistemi dei terrazzi

impiegando i metodi numerico (altimetrico) o grafico. Il criterio che ho creduto più utile seguire nella ricostruzione è del tutto soggettivo, ossia fondato sull'impressione personale che un certo numero di terrazzi, osservati da vari punti di vista, si debbano raccordare in un unico sistema.

Anche questo metodo può essere assai fallace: non ho tuttavia affatto trascurato gli altri due, anzi me ne sono servito spesso per eseguire dei controlli.

Passando, dopo queste avvertenze, allo studio dei vari terrazzi o sistemi di terrazzi, ciò che occorre prima di tutto stabilire è quali rappresentano resti di valli preglaciali e quali resti di valli glaciali. Alcune volte la forma delle sezioni trasversali può lasciar riconoscere resti di valli a U e di valli V incastrate le une nelle altre. In tal caso sarà relativamente facile riconoscere la valle preglaciale. Ma più di frequente i profili trasversali delle antiche valli, ricostruiti in base ai terrazzi, relativamente ristretti, mostrano delle forme intermedie, ma più prossime ad una U molto aperta, che possono perciò essere sia quelle di una valle glaciale delle prime invasioni, quanto quelle di una valle fluviale in uno stadio di avanzata maturita o di vecchiaia. Il DAINELLI [1] in un caso analogo, per quanto osservato in una regione molto lontana dalla nostra, per distinguere un'antica valle glaciale da una fluviale osserva che se si tratta di una valle fluviale, i caratteri di maturità o di vecchiaia si dovrebbero estendere dai terrazzi ai fianchi dei monti e alle cime soprastanti, se invece questi per avventura presentano caratteri morfologici diversi, nel suo caso giovanili, allora deve trattarsi di una valle glaciale. Questo mi sembra un buon criterio, ma forse non sempre le forme mature corrispondenti alle valli da noi idealmente ricostruite si ritroveranno, ad esempio, sulle cime circostanti più esposte all'attacco degli atmosferili e quindi soggette ad azioni erosive diverse che potranno modificare sensibilmente le condizioni originarie. Mi pare che oltre ad un'azione erosiva dirò così normale che agisce dal basso verso l'alto (erosione regressiva) dovuta essenzialmente alle acque correnti, vi sia un'altra che agisce invece dall'alto verso in basso, dovuta principalmente ai fattori meteorologici come il gelo e il di-

(1) *Studi sul Glaciale....* (6), pag. 27.

gelo, le alternanze di temperatura ecc. i quali fattori, per ragioni ovvie, esercitano un'azione più intensa sulle regioni più elevate ed esposte. D'altra parte occorre pur anche rilevare l'incertezza delle ricostruzioni ideali di fondi valle impiegando terrazzi di estensione molto ridotta, come quelli della valle della Fella, i quali lasciano adito a raccordi abbastanza diversi fra i due versanti.

Con tutto ciò, affidandomi all'impressione soggettiva più o meno rettificata e controllata da ricostruzioni grafiche e da confronti numerici, e utilizzando il criterio del DAINELLI laddove m'è sembrato applicabile con maggiore sicurezza, ho distinto un certo numero di sistemi di terrazze di cui una parte dovrebbe essere anteriore alle glaciazioni, una parte contemporanea e posteriore ad esse.

Gioverà incominciare con la determinazione del sistema di terrazze preglaciale, poichè una volta fissato quello, l'età degli altri sistemi verrà ad essere indirettamente determinata.

Il BRÜCKNER (1) determinò, in base all'altezza del gradino di sbocco delle valli pensili l'altezza di un antico fondovalle che ritenne preglaciale.

Ecco i dati calcolati dal BRÜCKNER:

| | *Fondovalle attuale* | | *Fondovalle preglaciale* | |
|---|---|---|---|---|
| | Altezza m. | Pendenza ‰ | Altezza m. | Pendenza ‰ |
| Presso Malborghetto | 750 | | 850 | |
| | | 18 | | 10 |
| » Pontebba Nova | 570 | | 750 | |
| | | 15 | | |
| » Chiusaforte | 390 | | | 6 |
| | | 8 | | |
| » Amaro | 250 | | 600 | |

Aggiunge però (2) che, data la notevole altezza dell'antico fondovalle tra Pontebba e Malborghetto — che stima a circa 800 m. — in confronto al tronco inferiore, può darsi ch'esso appartenga al sistema idrografico della Gailizza, come indicherebbe l'andamento delle valli secondarie.

Veramente più avanti (3), fissando a circa 950 m. l'altezza del fondovalle preglaciale presso Tarvisio, non sembra che l'A. sia della medesima opinione. Oltre a questo livello, lo stesso autore (4) accenna

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1021.
(2) Op. cit., pag. 1018.
(3) Op. cit., pag. 1058.
(4) Op. cit., pag. 1019.

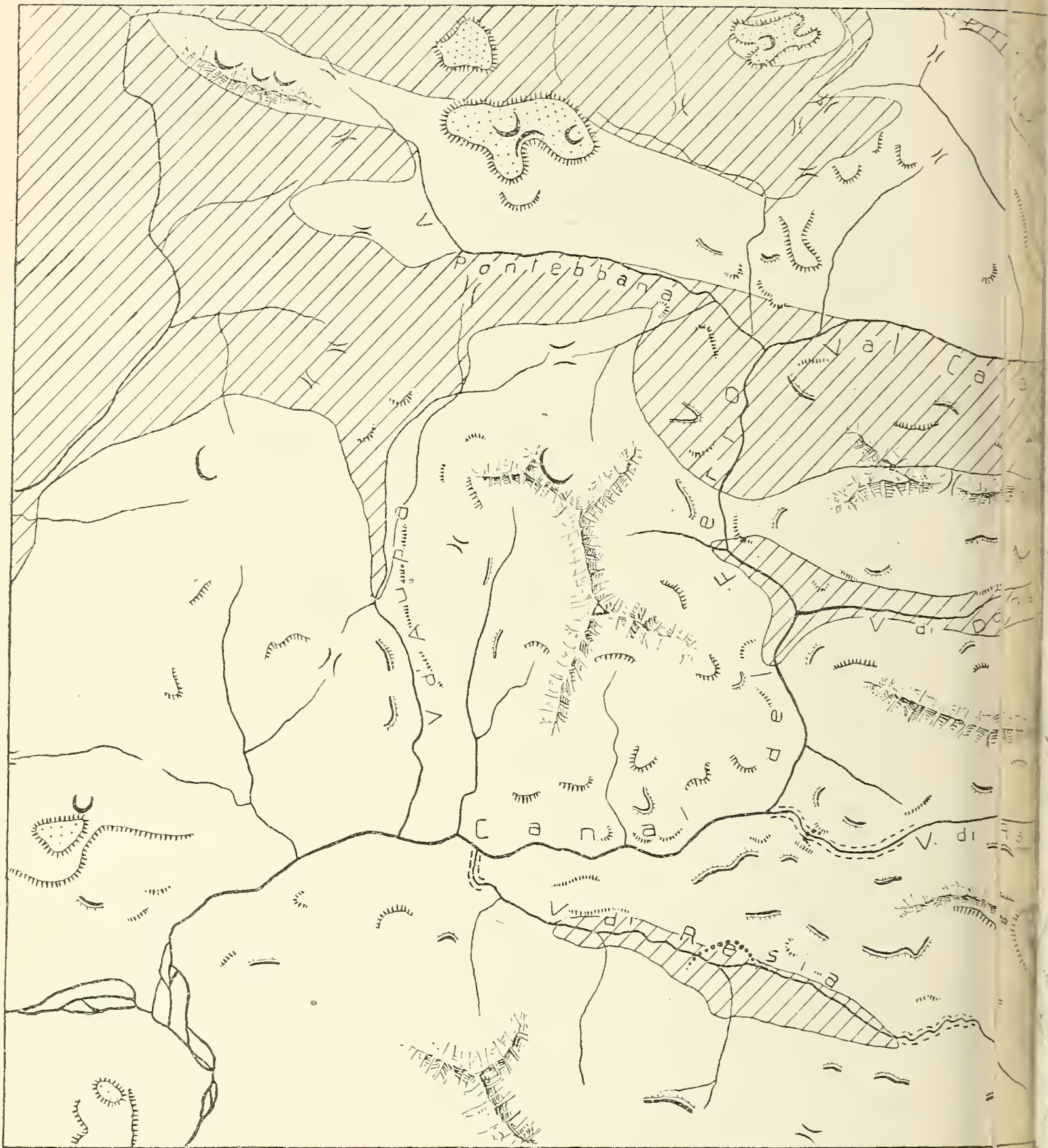
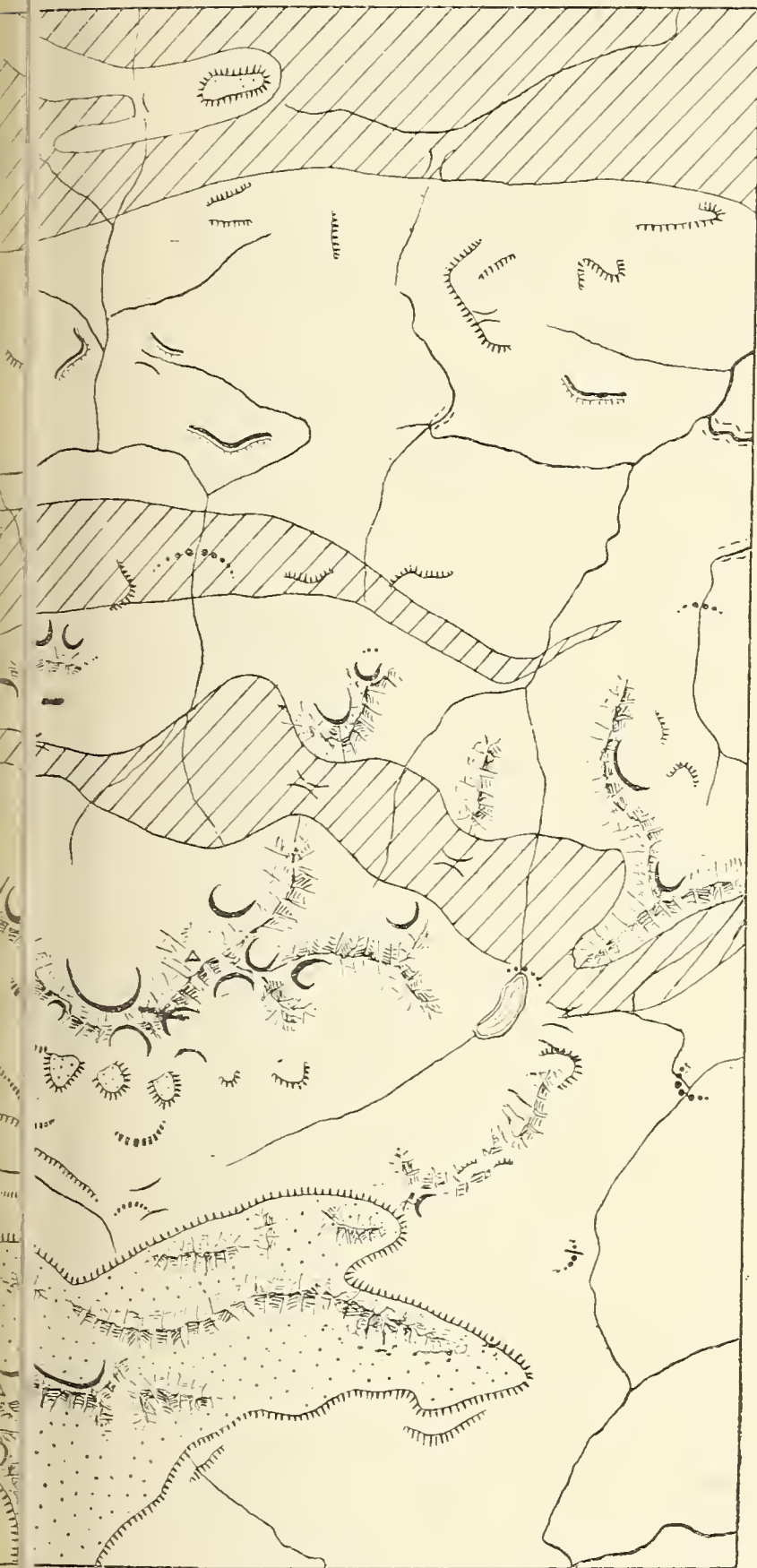



Fig. 5. — Schizzo geomorfologico d bac

Scala 1 : 200.00

Zone prevalentemente marnoso-arenacee,
Zone prevalentemente calcaree.
Creste.
Circhi.
Selle glaciali.
Valli sovraimposte.
Altipiani del I° livello.
Terrazzi orografici del II° livello.
Terrazzi orografici del III° livello.
Terrazzi orografici del IV° livello.
Archi morenici frontali dei ghiacciai dello stadio di Bühl.
Archi morenici frontali dei ghiacciai degli stadi di Gschnitz e Daun.

anche ad una serie di terrazzi molto più elevati. Osservando ch' essi giacciono nei dintorni di Chiusaforte e Dogna a 1000-1200 m. e presso lo sbocco a 900 m. e presentando una certa inclinazione verso il filone della valle, assume come altezza del fondovalle corrispondente le cifre minime di 1000 m. nel primo tratto e di 900 m. nel secondo.

Le determinazioni del BRÜCKNER hanno trovato solo in parte conferma nelle mie osservazioni. Tralascio tuttavia di farne la critica, non trovando riportati gli elementi che hanno servito di base all'autore nelle sue stime.

In ogni modo il sistema di terrazzi su per giù corrispondente a quello ritenuto immediatamente preglaciale dal BRÜCKNER è abbastanza ben sviluppato in tutto il bacino. Gioverà una rapida rassegna dei lembi meglio conservati e più facilmente raccordabili fra loro (Fig. 5).

Intorno allo sbocco della Val Fella un livello ben distinto di terrazzi orografici si trova intorno a 600 m. d'altezza. Di esso fanno parte i lembi di Stav. Zornade (587 m.) di Stav. Amariana di Sotto (613 m.) sulla destra del fiume, l'alta soglia di sbocco della V. Lavaruzza (600 m.), i cornicioni sotto a Stav. Gridezzo (600-620 m.) il terrazzo di Stav. Cuel Lung (610 m.).

Presso Resiutta questo livello è poco ben rappresentato, ma subito più a monte, sino a Chiusaforte, dei lembi sono ancora ben riconoscibili. Così il terrazzo di Stav. Rauni (633 m.), di Stav. Sterpeit (648-670 m.), di Stav. Polizza (660-700 m.) e sul lato sinistro della valle il terrazzo di Ojavezza (630-692 m.), la soglia del R. Macilla (640-650 m.), la soglia di sbocco più elevata della Val di Raccolana (700 m.). Fra Chiusaforte e Dogna questo sistema di terrazzi si segue ancora facilmente, ma pare guadagni più rapidamente in altezza. V'appartiene il terrazzo di Stav. Pale di Mièz (784 m.), quello di Costamolino (780-805 m.) e più a monte verso Dogna, quelli di Plagnis (760-790 m.). Presso la confluenza della Val di Dogna non si riesce a identificare con sicurezza questo sistema di terrazze orografiche, poichè i piccoli lembi conservati sui due lati dello sbocco della Dogna stanno troppo in basso, salvo forse il piccolo lembo che, sulla destra, giace a 788 m. Del resto la presenza di rocce marnose è forse causa della scomparsa dei terrazzi del nostro sistema, mentre esistono altri « falsi terrazzi » dovuti essenzialmente alla presenza di un grosso banco

dolomitico intercalato fra le rocce tenere del Raibliano (1). A monte di Dogna però ritroviamo ancora delle terrazze che non esito a collegare col sistema summenzionato, come quelle di Mincigòs (830-850), del Gran Plan (861 m.) e, sul lato destro della valle, dei cornicioni a 840 m.; mentre mi sembrano dubbie, almeno nei riguardi dell' origine, quelle che pur stanno ad altezze poco diverse da quelle volute, di Stav. Morosine (906 m.) e del fianco sinistro della valletta del R. Gèloviz.

Nei dintorni di Pontebba il livello più esteso e distinto di terrazzi giace intorno a 900 m. d' altezza, come si osserva sul M. Fortin, sul M. Brizzia e verso il Filòn dai Sclâs (Tav. 2 fig. 2). Dei terrazzi che esistono più oltre, in Val Canale conviene trattare a parte, poichè col loro studio si connettono problemi paleoidrografici notevolmente complessi che non credo utile, per ragioni di chiarezza, associare con quelli di cui mi sto ora occupando. Posso solo avvertire che un raccordo dei livelli di terrazze della Val Canale con quello or ora descritto è possibile solo sino ad un certo punto; più volte le terrazze assumono una disposizione inversa a quella fino allora dominante.

Oltre però nella valle principale, anche nelle valli secondarie s' incontrano delle terrazze orografiche che ho avuto l' impressione formino sistema con quelle ricordate. In Val d'Aupa i lembi più tipici si trovano a una certa distanza dallo sbocco, sul fianco sinistro, ove raggiungono circa 700 m. d' altezza, laddove sul lato opposto i cornicioni ancora rimasti, superano gli 800 m. Sotto la cresta del Masareit i terrazzi di sinistra salgono lentamente a 710 m. per raggiungere i 723 m. a Stav. Drentos, mentre sulla destra non sono più identificabili con sicurezza. Pare che nel tratto di valle che va da Dordola a Pradis, l'antico filone giacesse un po' più ad oriente di quello attuale che in quel tratto ora descrive anche una curva.

A monte di Dordola i terrazzi s'innalzano un po' più rapidamente: troviamo lembi sopra Cas. Comèt (800 m.) e nell'alta Val d'Aupa sopra i Saps e intorno al Gran Cuèl (900-950 m.).

Risalendo la Val di Resia, un lembo caratteristico, per quanto modellato dai ghiacciai, s' incontra presso Stav. Ruschis (660-665 m.), degli altri sopra Prato di Resia a 750 m., presso

(1) Terrazzi di questo genere sono ad esempio quelli di Stav. Cuel da Baite e quelli del Gran Cuèl.

Stav. Bucavizza (700 m.), sopra Stolvizza (780-810 m.) e nell'alta valle lembi più o meno estesi si spingono sin oltre 1000 m.

In Val di Raccolana, lungo la forra di Curite, non ho potuto riconoscere dei terrazzi appartenenti sicuramente al sistema di quelli descritti, sino all'altezza di Pezzeit. V'è però un livello, ben riconoscibile sulla sinistra, un po' più elevato (tra 800 e 1000 m.) che pare si raccordi con quello di cui ci stiamo occupando, ma che presenta un andamento irregolare per il fatto che i terrazzi dallo sbocco sino circa all'altezza del R. Repepeit salgono rapidamente verso monte, mentre più oltre pare discendano sino a circa 800 m., altezza su per giù corrispondente alla caratteristica soglia di Patòc (780-800 m.) che ritengo faccia parte del sistema. Al quale pure riferisco vari cornicioni, veramente non sempre molto distinti, della media ed alta valle di Raccolana che si giacciono fra 800 e 900 m. nel primo tratto e si spingono sino a circa 1100 m. nel secondo (fig. 7).

Non sarà fuori di luogo ricordare a questo punto un piccolo problema morfologico relativo alla valletta di Patòc che s'inizia con un'ampia insellatura a 800 m. sul mare (340 m. sul fondovalle) sul fianco destro della Val di Raccolana, subito a monte della forra di Curite. Questa valletta scende direttamente nella Fella che raggiunge 1, 9 km. più a monte della Raccolana e pare quasi improvvisamente troncata, dalla parte opposta, dal rapido fianco di questa. Il TARAMELLI (*86*) l'interpretò come un antico decorso della Raccolana e a ciò è da pensare sia stato indotto, fra l'altro, dalla sproporzione ch'esiste fra il corso d'acqua che la percorre (Patòc) e la relativa ampiezza della valle, come pure dal fatto che sotto la soglia di Patòc, la Raccolana s' infossa in una stretta e profonda forra. Per quanto i ghiacciai abbiano sensibilmente modellata tutta la valletta, modificandone la forma e il suo aspetto primitivo, credo sia da accettare l'ipotesi del TARAMELLI, la quale viene a spiegare l' apparente irregolarità dei terrazzi lungo la forra di Curite ed appare abbastanza naturale quando si osservi la regione da un punto di vista elevato.

I terrazzi che nella forra di Curite salgono, come abbiamo visto, rapidamente sino all' altezza del Repepeit, per poi ridiscendere sino a Pezzeit, ove si raccordano con la soglia di Patòc, indicherebbero appunto uno spartiacque fra il M. Jama e Costa Stretta all'epoca in cui furono spianate le terrazze. In ogni modo è del tutto probabile che in quell'epoca due piccoli corsi d'acqua scendessero dal crinale di spartiacque verso est e verso ovest, ossia direttamente verso la Fella e verso la Raccolana. Vedremo a suo tempo quando la Raccolana rettificò il suo corso abbandonando la valletta di Patòc per sprofondarsi nella stretta forra di Curite.

In Val di Dogna riesce difficile distinguere i terrazzi del sistema in parola da altri sistemi e da cornicioni dovuti ad alternanze di rocce più o meno erodibili sui fianchi della valle. Credo si possano attribuire al livello sopra descritto i terrazzi che stanno nella media valle fra 800 e 900 m. e nell'alta valle fra 900 e 1000 m. o poco più.

Riassumendo dunque i dati altimetrici relativi al sistema descritto di terrazzi orografici abbiamo:

| | Altezza sul mare m. | Altezza sul fondovalle attuale m. |
|---|---|---|
| Presso lo sbocco | 600 | 345 |
| Fra lo sbocco e Resiutta | 600-620 | 322 |
| " Resiutta e Chiusaforte | 620-700 | 314 |
| " Chiusaforte e Dogna | 700-800 | 355 |
| " Dogna e Pontebba | 800-900 | 358 |
| Val d'Aupa | 700-950 | |
| Val di Resia | 660-1000 | |
| Val di Raccolana | 800-1100 | |
| Val di Dogna | 800-1000. | |

Questi dati, occorre avvertire, non rappresentano però l'altezza dell'antico fondovalle, il quale doveva trovarsi più in basso. In nessun caso infatti credo che le terrazze descritte possano rappresentare resti di detto fondo, la cui altezza, d'altronde, non saprei calcolare, salvo in qualche breve tratto, con gli scarsi elementi a disposizione. Nè trovo giustificato il criterio talvolta usato dal BRÜCKNER (*61*) di assumere come altezza del fondovalle le quote minime dei terrazzi, poichè una ricostruzione grafica di detto fondo mostrerebbe che tali quote sono spesso eccessivamente elevate.

Ma anche le ricostruzioni grafiche possono essere eseguite con due sistemi che portano a risultati sensibilmente diversi. Un sistema può essere quello di collegare con una curva poco accentuata i margini dei terrazzi opposti; un altro quello di prolungare idealmente verso il basso sino ad incontrarsi i fianchi della valle soprastanti a detti terrazzi. Ho dato la preferenza a questo secondo sistema, perchè mi pare sia meno influenzato dalle variazioni prodotte dall'erosione glaciale nel profilo della valle, dato che tiene conto solo del pendio complessivo dei versanti anche e specialmente al di sopra della zona più fortemente modellata dai ghiacciai.

La fig. 6 rappresenta il sistema di ricostruzione del fondovalle, che ho impiegato, il quale indicherebbe a monte di Chiusaforte un' altezza del fondovalle preglaciale di circa 680 m., laddove i terrazzi più bassi raggiungono quasi 800 m Nella medesima sezione, ch' è abbastanza istruttiva, credo che il sistema di terrazzi sopra descritto, possa ben rappresentare i resti della valle fluviale immediatamente anteriore alle invasioni glaciali, che sembrerebbe in uno stadio di maturità piuttosto avanzata. Non ho tuttavia buoni elementi per affermarlo con sicurezza, poichè in altri punti le sezioni mostrano caratteri sensibilmente diversi che potrebbero essere interpretati come forme di valli glaciali (1).

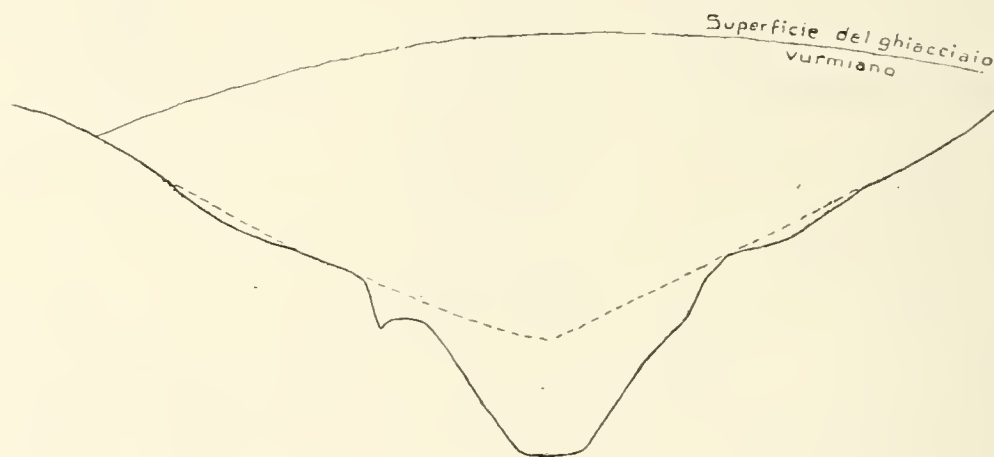



Fig. 6. — Profilo del Canal del Ferro poco a monte di Chiusaforte. La linea tratteggiata indica il sistema grafico di ricostruzione della valle preglaciale. — (Scala 1 : 75.000).

In ogni modo resta stabilito che i sistemi di terrazzi sottostanti a quello precedentemente descritto sono contemporanei o posteriori al Glaciale.

Ma anche fra il sistema II° di ripiani e quello in questione che per brevità chiamerò IV°, esiste un altro, in realtà poco distinto e non del tutto corrispondente al livello più elevato del Brückner.

Sul versante meridionale dell' Amariana si osserva che i terrazzi del livello IV° salgono, spesso con pendio abbastanza dolce, fino verso i 700-750 m. mentre più in alto v' è un forte

(1) Per quanto ho detto sopra, non posso attribuire valore ai dati del Brückner relativi alla pendenza dell' antico fondovalle, nè a quelli relativi dell' ultraffondamento prodotto dai ghiacciai. Su quest' ultima questione però dovrò ritornare più avanti.

aumento di pendio sin verso i 900-950 m., altezza alla quale si incontrano nuovamente dei terrazzi. Tracce di questo sistema si osservano sul fianco occidentale e settentrionale del M. Soreli (Cas. Plan del Tei m. 911).

Intorno allo sbocco della Val d' Aupa è spianata a 920-950 m. la dorsale del M. di Cesarîs ed alla medesima altezza vi sono dei terrazzi sotto la cima del Monticello. Presso lo sbocco della Val di Resia il rilievo del Uarcech appare terrazzato a 930 m.

Fra Resiutta e Chiusaforte un caratteristico terrazzo si nota a 930-950 m. sotto il piccolo Bellepeit e presso Stav. Dûl (965 m.), al quale corrispondono sul versante opposto i terrazzi del M. Posâr.

Intorno allo sbocco della Val di Raccolana un terrazzo si trova presso Stav. Curnic a 930-980 m. e uno leggermente più alto sul fianco occidentale del M. Jama.

Seguitando a risalire la valle, fra Chiusaforte e Dogna, subito a monte della stretta di Ponte Peraria, troviamo gli Stav. Marcòn (1003 m.) sopra un breve ripiano e altri lembi si osservano fra 1020 e 1050 m. presso lo sbocco della Val di Dogna. A monte di Dogna, trascurando alcuni lembi di dubbia origine, compaiono dei terrazzi e dei cornicioni a 1100-1110 m. sul fianco del Clap Forât di Dogna e a 1150 m. sotto « Le Piche », che si collegano con quelli di Cas. Slenza bassa (1172 m.) e della Veneziana a 1190 m. (1).

Sui monti di Pontebba i terrazzi raggiungono i 1200 m. come intorno al Brizzia e seguitano, su per giù alla medesima altezza lungo i fianchi della bassa Pontebbana.

In Val Canale non si riesce a seguire con una certa sicurezza questo livello, poichè i terrazzi sono piuttosto scarsi e ad altezze molto diverse da luogo a luogo.

Tralascio perciò di esaminarli ora per occuparmene più tardi, studiando le variazioni idrografiche avvenute in quella zona.

---

(1) Devo ricordare che all' altezza circa di Pietratagliata si scorgono qua e là dei lembi di terrazzi più elevati di un centinaio di metri rispetto ai precedenti coi quali pare tuttavia si colleghino ancora verso Pontebba. È difficile stabilire le relazioni fra questi lembi isolati e quelli soprastanti o sottostanti data anche la grande varietà in questa zona dei tipi di rocce affioranti. Non si può tuttavia escludere in modo assoluto che rappresentino un livello inclinato in senso opposto al primo e alla valle attuale.

Nelle valli secondarie invece, questo livello di terrazzamento è abbastanza ben distinto, tranne in prossimità delle testate ove si confonde con quelli più elevati.

Nella Val d'Aupa, alla terrazza del Monticello (950 m.) fa riscontro quella di Sav. Plagnèt (998 m.) e qualche cornicione intorno a 1000 m. sotto la Creta Grauzaria, mentre più a monte non si scorgono altre tracce sicure. In Val d'Alba esistono pure delle cornici e dei brevi ripiani fra 1050 e 1200 m.

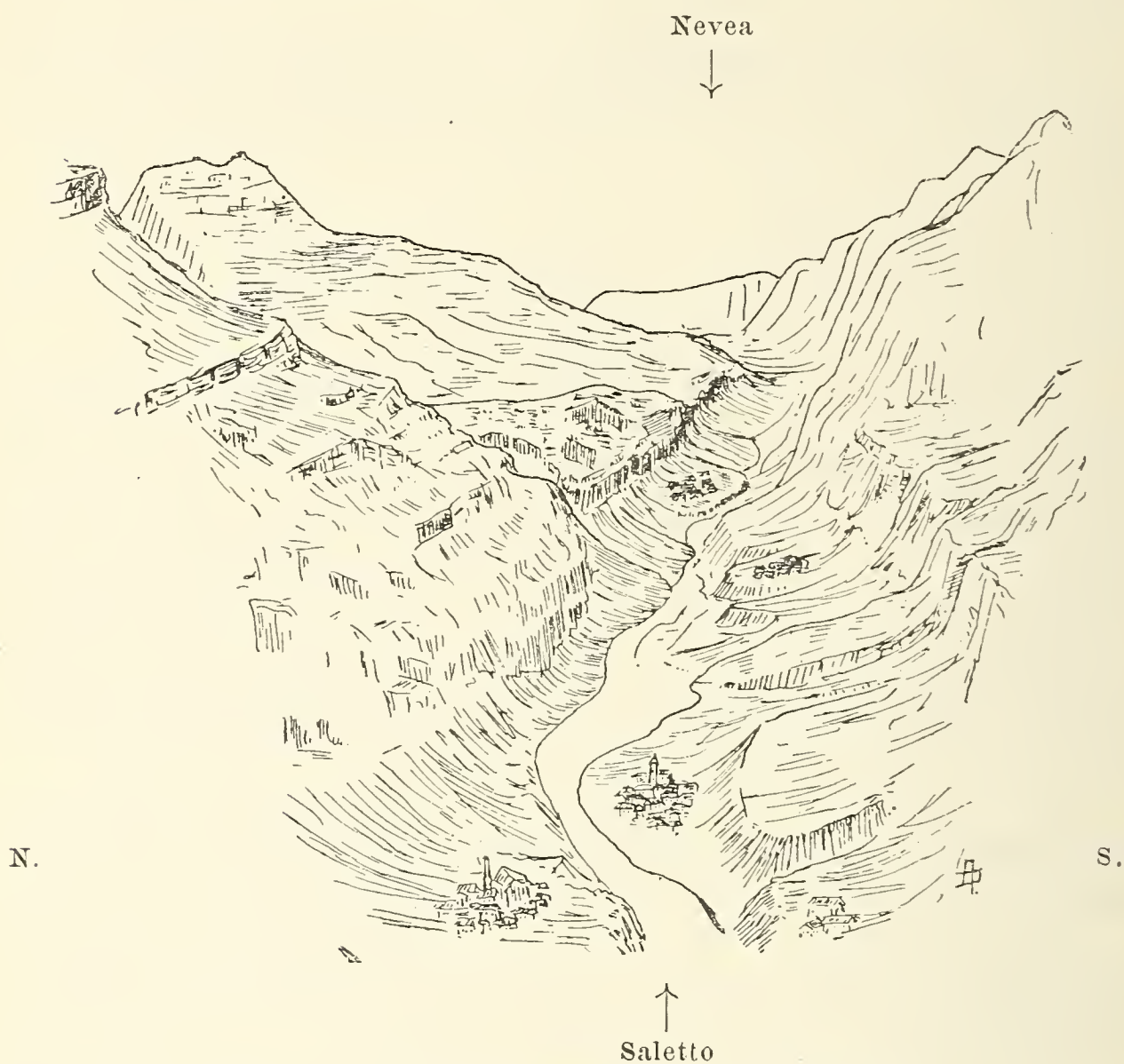



Fig. 7. — La Valle di Raccolana e i suoi terrazzi.

In Val di Resia i primi lembi di terrazzi riferibili a questo livello, compaiono intorno a Prato a 940 m. e poi si seguono, verso monte, a Provalo (990-1000 m.), al Bagni Colc (1020 m.), al Jedeno Colc (1034 m.), a Tanarado (1083 m.); un po' sopra 1050 m. sul Mali Uarch, verso 1000 m. presso Clivaz di Oseacco presso Stav. Naraune (1085 m.) e a circa 1200-1300 m. intorno alla testata. Sul fianco settentrionale della catena dei Musi, fra la testata della V. del Barman e quella del R. Nero si

osserva pure un ripiano foracchiato da cavità carsiche (*12*) intorno a 1000 m. che forse è da riunire con questo livello di terrazzi.

Nella Val di Raccolana i livelli di terrazze sono notevolmente più numerosi, ma i vari lembi sono per solito assai ristretti e difficilmente raccordabili. Al nostro sistema sono da riunire quelli che giacciono verso i 1000 m. lungo la forra di Curite, a 1030 m. intorno a Saletto e che arrivano sino a 1150-1200 m. intorno a Stretti (fig. 7). V'è però anche un livello più elevato che trovasi a 1120 m. in vicinanza dello sbocco, a 1190-1200 m. sopra Saletto e supera di poco 1200 m. sul versante meridionale, sopra Goriuda.

In Val di Dogna invece i resti sono più scarsi e ciò forse dipende dalla costituzione geo-litologica. Un piccolo lembo si trova a 1180-1200 m. sopra Chiout di Gus e poi altri dalla stessa parte ma più a monte, verso 1300 m., mentre sul lato opposto si nota un lembo abbastanza distinto solo presso la Belgerie di Sotgòliz.

In complesso, per quanto si osservino delle irregolarità, in parte forse dovute a ineguaglianze del sollevamento nelle varie parti del bacino, anche questo sistema sembra abbastanza ben definito.

Riguardo all'età si può solo dire che se il sistema IV° rappresenta i resti della valle che accolse la prima invasione glaciale, quello di cui ci stiamo occupando, che potrà essere chiamato sistema III°, deve essersi sviluppato fra il Piacenziano e il Glaciale. Ed allora verrei ad accordarmi col Winkler (*90*) il quale ammette nella regione dell'Isonzo un sistema di terrazze del Pliocene superiore (Astiano) corrispondente ai fondi delle valli morte del Carso (Chiapovano).

In complesso possiamo riassumere le relazioni cronologiche fra i vari terrazzi e i movimenti del suolo anteriormente al Glaciale nel modo indicato nella tabella annessa all'ultima parte del presente lavoro, pur riconoscendo a tale ricostruzione molti punti facilmente soggetti a critiche.

### I terrazzi e l'idrografia preglaciale della Val Canale.

Le irregolarità e discordanze altimetriche degli scarsi lembi di terrazze della Val Canale rivelano una storia piuttosto complessa della sua idrografia di cui alcuni importanti docu-

menti si riconoscono nella conformazione del reticolato idrografico attuale. Su questi ultimi dovrò sopratutto fidarmi nella ricostruzione paleomorfologica, cercando solo delle conferme nell'andamento delle terrazze. Il problema pincipale da risolvere nella Val Canale è quello relativo alla posizione dello spartiacque nel Preglaciale, ossia quello di stabilire se esso coincideva o non con quello attuale.

L'attuale spartiacque, che si trova nei dintorni di Camporosso a 810 m. d'altezza, giace sopra un ammasso di depositi glaciali più o meno rimaneggiati dalle acque e in parte rivestiti dalle conoidi dei piccoli torrenti che scendono nelle vicinanze (*3*). Non si conosce la profondità a cui giace la roccia in posto, ma certamente sta al di sotto di 800 m.

Nel sistema idrografico della Val Canale una delle più notevoli caratteristiche è rappresentata dalla direzione di alcuni corsi d'acqua importanti (v. fig. 8), e per conseguenza delle loro valli, che scendono in direzione inversa a quella del collettore. Sono questi il R. Bianco e il R. di Malborghetto, ma l'esempio più tipico è offerto dall'alta Fella che scende verso ESE fino a Camporosso, a pochi metri dallo spartiacque, e poi con un forte gomito piega verso occidente. Questa direzione prevalente dei corsi d'acqua si osserva però fino all'altezza di Lusnizza, mentre più a valle si può forse ancora riconoscere nel R. di S. Leopoldo (Ficker B.), ma non più nel R. degli Uccelli che ha una direzione prevalente NNE-S. Dato che, sia il R. Bianco, quanto quello di Malborghetto e l'alta Fella scorrono in forre abbastanza profonde, incise per buona parte in rocce calcaree, e tagliano quasi normalmente la direzione delle pieghe, non si può pensare che la direzione delle loro valli sia stata determinata dalle condizioni geo-litologiche della montagna (valli susseguenti), ma devono essere la conseguenza di uno stato di cose preesistente. In base a queste considerazioni lo spartiacque fra il bacino della Fella e quello della Zeglia o eventualmente della Sava, si sarebbe dovuto trovare in un certo momento nei dintorni di S. Leopoldo o di Lusnizza. Anche un'altra considerazione può venire chiamata in aiuto di quest'ipotesi. Le catene che separano le valli confluenti di destra della Val Canale fra Camporosso e Pontebba, raggiungono in prossimità di quest'ultima, 1500 m. d'altezza

all'incirca o li superano di poco. Fa eccezione la breve catena Sinauz-Ghisniz che tocca quasi 2000 m. (M. Sinauz 1999 m.) a soli km. 2,5 in linea d'aria dal filone della valle, ed è appunto sulla sua cresta che corre lo spartiacque fra il R. Bianco da un lato e R. degli Uccelli e il R. di S. Leopoldo dall'altro. Sul versante meridionale della valle i corsi d'acqua, assai più brevi, non presentano in generale le caratteristiche dei prece-

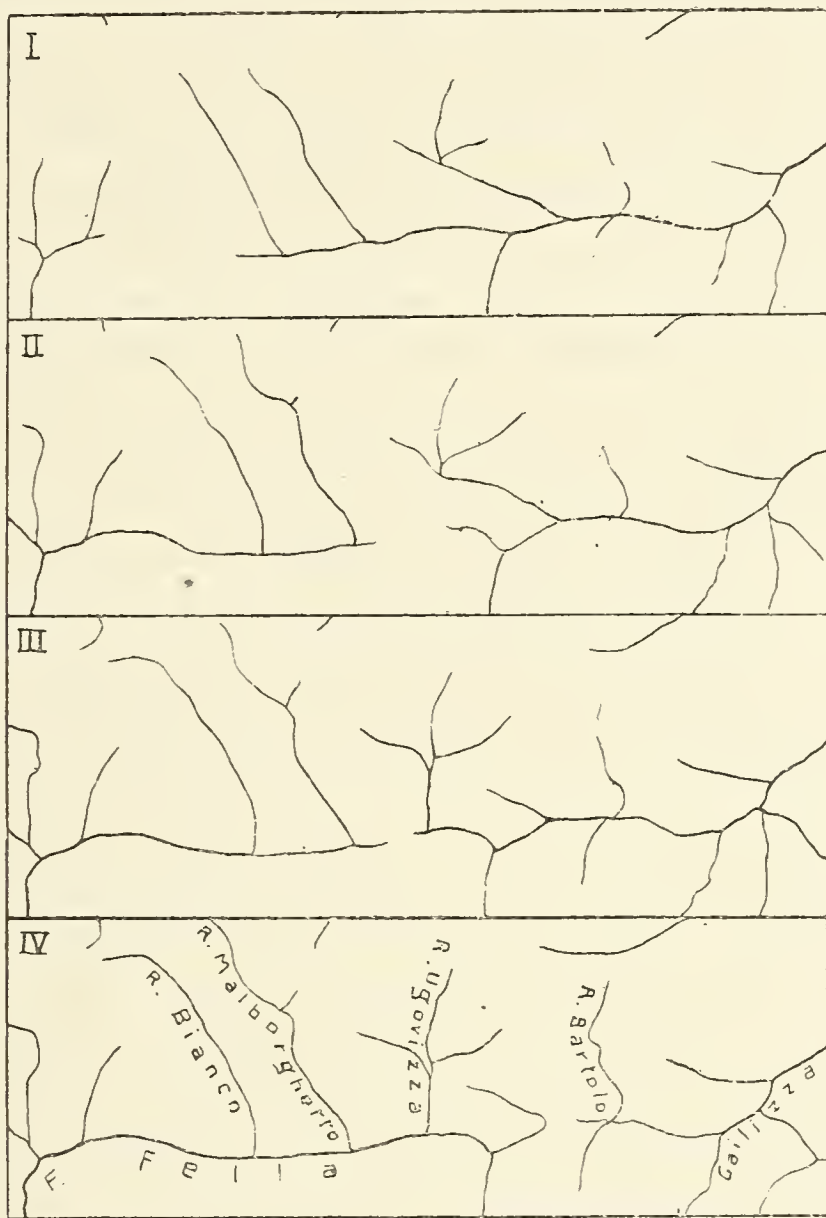



Fig. 8. — Schizzo delle variazioni idrografiche della val Canale. I, II. Idrografia pliocenica (?) - III. Idrografia preglaciale - IV. Idrografia attuale. — (Scala 1 : 400.000).

denti, ma si potrebbe tuttavia osservare che alcuni fra i maggiori come il R. del Solfo, il R. Granuda, il R. Palug, il R. Ranc hanno ancora una parte del loro corso — inferiore per il primo, superiore per gli altri — diretta verso SE o SSE e poi deviano con un gomito più o meno marcato verso S o SSO.

Lo spartiacque del Ghisniz si potrebbe forse far seguitare sul versante opposto in direzione del M. Piccolo (1742 m.), il quale si presenta come un avamposto rispetto alla catena principale, che, in questa zona, — al M. Schenone (1907 m.) — piega verso SSO innalzandosi fino a 1962 m. sul Jôf di Dogna, oppure verso il Cuel dai Pezz (1942 m.). Nessun dato sicuro ci offrono le terrazze, per cui non è possibile determinare anche approssimativamente l'età del supposto spartiacque, che in ogni modo sembra essere di molto anteriore al Glaciale. Ma più a oriente altre variazioni idrografiche si possono ancora riconoscere. La depressione dell'alta Val Fella a monte di Camporosso, si continua attraverso l'insellatura dell'Alpe di Ugovizza (1162 m.) con la V. Rauna, confluente di destra della valle di Ugovizza. Il tronco inferiore di quest'ultima è costituito da una forra stretta e profonda e serpeggiante. Sul versante occidentale di essa, presso lo sbocco, si osservano delle terrazze a 1260 m., le quali scendono gradatamente verso nord ossia in direzione opposta alla valle attuale, sino a raggiungere un'altezza di poco superiore a 1200 m., in V. Rauna. Lo stesso livello di terrazzi si ritrova non solo sui lati della valletta che scende di fronte alla V. Rauna, ma anche nell'alta V. Fella e qui leggermente più in basso (1100-1050 m.), seguitando poi sino a Tarvisio. Sul versante meridionale della V. Canale questo livello è riconoscibile intorno a Camporosso nelle terrazze che giacciono fra 1000 e 1080 m. Ne viene quindi di conseguenza che in una certa epoca la depressione V. Rauna-Alta Fella doveva essere percorsa da un corso d'acqua che scendeva verso oriente e raccoglieva anche le acque dell'alta valle di Ugovizza. In quell'epoca non poteva pertanto esistere ancora la forra terminale del R. di Ugovizza per la quale ora si scaricano le acque della V. Rauna, nè lo spartiacque di Camporosso.

Dov'era allora lo spartiacque fra la Fella e la Drava o eventualmente la Sava? La morfologia dei dintorni di Ugovizza ci offre ancora dei preziosi indizii in proposito.

Il tratto morfologico più caratteristico è dato da due rilievi isolati, o quasi, nel mezzo della valle. Uno è il « Colle » (Kogel, 845 m.) di forma tondeggiante e perfettamente arrotondato dai ghiacciai, che, s' innalza per circa 70 m. sul fondo attuale, davanti allo sbocco della V. Bruna. L'altro è il Nebria

(1206 m.), alto circa 440 m. sul fondovalle, che sta più a occidente, ma che s' allinea col primo (*16*).

Il crinale s'innalza gradualmente da est a ovest, disponendosi parallelo alla valle e raggiunge la massima elevazione presso l' estremità occidentale del monte, troncato su questo lato da un salto improvviso. Il versante settentrionale è un po' più ripido e scosceso di quello opposto, ma ciò dipende più che altro dai materiali detritici e glaciali che rivestono in parte il secondo.

Ho detto che il crinale del Nebria si va gradualmente abbassando dall'estremo ovest, ove sorge la cima, che domina la stretta di Malborghetto, — così chiamo la strozzatura della valle fra il Nebria e lo sperone del forte verso oriente — ma occorre aggiungere che il crinale è foggiato a cresta nel tratto più elevato, ma poi s' addolcisce a dorsale più o meno ampia. Ciò, però, sino a circa 1000 m. d' altezza, chè, più in basso, s'inizia una ripida scarpata che scende sino al fondovalle. Sino allo stesso livello è spianato anche lo sperone dell' Obuas. Verso occidente, con la cima del Nebria (1206 m.) si può invece ben collegare la dorsale del Buchkopf, interrotta da un forte aumento di pendenza a 1260 m. e che si trova quasi sull'allineamento della cresta del Nebria. La dorsale del Buchkopf si collega, più a nord, con le terrazze già descritte della Val Rauna; il ripiano dell' Obuas con le terrazze, corrispondenti alle prime, dell' alta valletta della Fella superiore.

Se ora per mettere in armonia fra loro tutti questi elementi morfologici immaginiamo riempite le valli (d'erosione), fino all' altezza dei ripiani, veniamo a costruire uno spartiacque lungo un supposto crinale Stabet — Nebria — Jôf di Miezegnòt, ossia in corrispondenza della stretta di Malborghetto. Questa infatti doveva appunto essere la posizione dello spartiacque fra la Fella e la Gailizza, quando le acque della Val Rauna proseguivano direttamente per la sella dell' alpe di Ugovizza e l' alta valletta della Fella superiore, verso Tarvisio come attesta l' accordo fra i vari lembi di terrazzi sopra ricordati. Rimane ancora da stabilire meglio le condizioni idrografiche della Val Canale subito a oriente dello spartiacque. Non poteva evidentemente esistere ancora la forra terminale del R. di Ugovizza, poichè lo Stabet scendeva gradualmente verso il Dürrer Wipfel e il Lomek, segnando uno spartiacque,

secondario, fra la depressione V. Rauna — Alta Fella superiore e la parte alta della V. Canale, cioè fra la stretta di Malborghetto e lo sbocco della V. Bruna. Per essa scendevano dei piccoli corsi d'acqua originari dal fianco SE dello Stabet e quello che poi doveva catturare il R. Rauna. Più in basso s'univa pure il torrente della V. Bruna e tutti insieme confluivano con il R. Rauna nei pressi di Camporosso.

Stabilito così l'andamento dei corsi d'acqua, si tratta ora di determinare l'età dello spartiacque di Malborghetto, il quale in ogni modo doveva essere parecchio più recente di quello di Lusnizza, ricordato nelle prime pagine di questo capitolo. Gli elementi in verità sono assai scarsi. Se ci riferiamo alle terrazze, forse potremo collegare quelle della V. Rauna e della valle di Ugovizza che giacciono a 1200-1260 m. col livello III° o IV° quindi quasi certamente preglaciali. Questo può essere un limite massimo di antichità: per trovare quello minimo occorre cercar di stabilire l'epoca in cui questo spartiacque fu distrutto.

Nella forra terminale del R. di Ugovizza si incotrano dei piccoli depositi morenici del Vurmiano a 950-1000 m. per cui in quell'epoca la forra doveva già esistere e quindi già doveva essere stata decapitata anche la primitiva Rauna.

Il problema quindi si riduce a stabilire da che parte si versavano le acque della R. di Ugovizza sotto lo sbocco della forra. A giudicare dalla direzione di quest'ultima esse avrebbero ancora dovuto dirigersi verso oriente e ciò è confermato dalla direzione dei torrenti che scendono dal Jôf di Miezegnòt e dallo Stabet. Dal fianco meridionale del primo, i corsi d'acqua non seguono l'inclinazione generale del pendio, ma l'attraversano obliquamente verso ovest sboccando a valle della stretta di Ugovizza. Quelli dello Stabet hanno una direzione opposta ai precedenti sul fianco orientale, a monte della stretta, mentre è assai indecisa su quello meridionale, corrispondente al supposto spartiacque. Uno di quest'ultimi, senza nome, merita speciale attenzione. Esso ha origine poco sotto la cima del monte, all'altezza di alcuni ripiani molto elevati, e scende dapprima verso sud poi, dove s'inizia il fianco scosceso del truogolo glaciale, piega verso est e raggiunge il fondovalle a oriente della stretta di Malborghetto. Se si prolungasse direttamente verso il basso il suo corso superiore, esso, passando

sopra la dorsale del Buchkopf, verrebbe invece a incanalarsi in un altra valletta e a raggiungere il fondovalle a occidente della stretta. Pare dunque che il gomito del torrente non sia originario, ma rappresenti una deviazione successiva.

Senza andar a cercare delle spiegazioni speciali a questa variazione idrografica, mi basta di averne accennato, poichè anch' essa si ricollega con quei fenomeni abbastanza comuni alle zone di spartiacque.

Mi pare quindi che tutto parli in favore della esistenza di uno spartiacque nei dintorni di Malborghetto se non nel Vurmiano, certamente dopo l' inizio del Glaciale. Vedremo a suo tempo le modificazioni avvenute successivamente.

In complesso da tutto quanto è stato fino ad ora ricostruito della paleoidrografia della V. Canale, sembra si sia verificata una progressiva migrazione dello spartiacque da occidente verso oriente e ciò si accorda anche con lo sviluppo morfologico complessivo della valle di cui sarà pure trattato più avanti.

Prima voglio acccennare ad altri due problemi paleoidrografici, uno relativo alla Pontebbana ed uno alla Gailizza, sebbene su questi non possegga alcun elemento sicuro che mi faccia intravvedere una soluzione. Il primo si riferisce all' origine ed età dello spartiacque di Raccia (Radschach) fra il bacino della Sava di Wurzen e quello della Zeglia. La naturale prosecuzione della V. Canale è rappresentata dalla valle di Fusine che porta appunto al passo di Raccia (850 m.), ma attraverso la conca di Tarvisio si scarica la Slizza proveniente dal lago del Predil, che raccoglie le acque della V. Canale e della valle di Fusine portandole, attraverso la forra della Gailizza, nella Zeglia.

Quali erano le condizioni idrografiche di questa zona nel Preglaciale? È assai difficile giudicare per la mancanza di terrazze orografiche ben distinte e numerose e per l'abbondantissimo materiale di trasporto che riveste il fondo e i fianchi delle valli e della conca. Mi sembra probabile però che non molto diversa dovesse essere in questa zona la posizione degli spartiacque nel Preglaciale e che uno spartiacque nel territorio di Raccia sia esistito da tempo immemorabile. Se si ritiene in linea generale che le valli trasversali sieno più antiche di quelle longitudinali, si può ammettere che la depressione, dirò

così, originaria, del Tarvisiano, corrispondesse alle valli della Slizza e della Gailizza e che nei dintorni di Raccia la valle morta di Wurzen funzionasse da collettore alle valli vicine che scendono dalle Alpi Giulie, come attesterebbe l'andamento della superficie iniziale (fig. 3). I tronchi longitudinali si sarebbero invece sviluppati più tardi come valli *susseguenti*, e durante questa fase la Sava, o fors'anche un affluente della Gailizza, avrebbero catturato il tronco superiore e i vari affluenti del corso d'acqua che scorreva lungo la valle di Wurnze, determinando uno spartiacque direttamente fra la Sava e la Gailizza stessa.

Riguardo all'età di questi fenomeni, tanto per fissare le idee, si può osservare che l'altezza del fondo della valle di Wurzen giace a circa 1070 m. e che ad un'altezza abbastanza simile si trovano, come abbiamo visto, fra Tarvisio, e Camporosso le terrazze più elevate che segnano l'antico decorso della Fella verso oriente. Pare quindi probabile una certa contemporaneità dei due fenomeni. Bisogna poi aggiungere che anche l'attuale forra della Gailizza, contrariamente a quanto riteneva il Frech (*21*) è abbastanza antica, poichè si osservano depositi morenici vurmiani non rimaneggiati fin presso il letto attuale del fiume sotto a Cucco.

Considerazioni analoghe si potrebbero fare sulla V. Pontebbana. La valle è formata da tre tronchi di cui uno intermedio e trasversale, con direzione NO-SSE che arriva sino alla confluenza del R. di Liùs ed uno inferiore longitudinale, diretto verso E (ESE presso Pontebba). Nella medesima direzione del tronco superiore si osserva, fra le Crete dal Landri (1665 m.) e il M. Cullâr (1764 m.), l'ampia insellatura di Ladussèt (1323 m.) che mette in comunicazione il bacino della Pontebbana con quello dell'Aupa attraverso la valle dell'Andri. Inoltre nell'alta V. Pontebbana si notano sul lato sinistro delle terrazze molto distinte intorno a 1450 m. [1] ossia ad una altezza superiore (130 m.) alla sella; le quali pare scompaiano più a valle, per cui è lecito pensare che un tempo le acque dell'alta V. Pontebbana potessero scendere per la sella di La-

(1) Sul fianco meridionale del M. Valdolz (Maldazze delle carte) si osserva una curiosa insenatura arcuata del piano della terrazza, che pare rappresenti un'antica ansa del fiume che anche attualmente in questo punto fa gomito.

dussèt in V. d'Aupa. Solo più tardi, con l' arretramento della testata di un affluente della Fella lungo la fascia scistoso-arenacea (scisti di Werfen) della bassa e media V. Pontebbana [1], l' antica Aupa sarebbe stata decapitata. Neppure qui vi sono elementi per stabilire l' età di questi fenomeni. Si potrebbe forse collegare la sella di Ladusset con le terrazze elevate della V. d'Aupa che raggiungono 930 m. presso lo sbocco e in tal caso la cattura sarebbe avvenuta dopo la fase di terrazzamento verificatosi alla fine del Pliocene.

Ma poi di un' altra variazione idrografica più recente vi sono tracce ben più distinte. Gli affluenti della Pontebbana prossimi al Passo Casòn di Lanza scendono per lungo tratto verso O S O ossia in direzione del passo e opposta al corso d' acqua collettore, poi con un brusco gomito piegano verso mezzogiorno. Un forte aumento di pendenza dell' alveo s' inizia sotto il gomito ad un' altezza costantemente superiore al passo. È chiaro quindi che in origine questi corsi d' acqua dovevano scendere verso occidente gettandosi nel R. di Lanza, affluente del Chiarsò e che solo più tardi furono catturati dalla Pontebbana. A confermare questa ipotesi possono servire le tracce di un antico spartiacque, riconocsibili in due rilievi che sporgono nella valle restringendola sensibilmente. Verso nord è il M. Valdolz (1875 m.) (Maldazze della Tav. Pontebba), verso sud uno sprone, quotato 1822 m., del M. Pizzùl. Rimane però ancora da spiegare la direzione del Trog B. che scende verso ovest, pur trovandosi a oriente del supposto spartiacque. Si può allora osservare che fra il M. Valdolz e la Creta di Àip (Trogkofel) s' infossa una sella a 1730 m. circa, nella direzione del Trog B. e un' altra meno elevata ancóra, esiste più a N O, presso la Malga Valdolz. Per queste selle doveva passare il Trog B. quando lo spartiacque fra la Pontebbana e il Chiarsò era segnato dal rilievo Pizzùl-Valdolz, ossia stava km. 1,5 più a S E dell' attuale. Riguardo all' età, ritengo che la cattura degli alti affluenti del R. di Lanza sia stata una conseguenza delle invasioni glaciali e dei loro effetti morfologici su cui avrò occasione di ritornare a suo tempo.

---

(1) L' attuale valle scorre su strati calcarei del Permiano superiore inclinati verso mezzogiorno, ma immediatamente al di sopra si trovano gli scisti del Werfen che ricoprono i primi, per cui anche qui è avvenuto uno dei soliti fenomeni di sovraimposizione in seguito al quale il filone della valle, che s' era impostato sugli scisti, con l' affondarsi maggiormente è venuto a raggiungere un po' per volta i calcari sottostanti nei quali si è infossato.

## L'evoluzione morfologica del bacino della Fella nel Neogene.

Quale riassunto dei capitoli precedenti potrà servire una breve sintesi dell'evoluzione morfologica del nostro bacino anteriormente alle invasioni dei ghiacciai, che, per quanto possa essere un po' arrischiata, gioverà a coordinare i risultati sino ad ora raggiunti

Emersa definitivamenta verso la fine dell'Eocene anche la parte più esterna del bacino della Fella e terminata la fase dei più intensi corrugamenti orogenetici la nostra contrada, già potentemente erosa durante i vari cicli d'erosione normale succedutisi dall'epoca della sua ultima emersione, si va avviando nel Miocene superiore verso la maturità.

I corsi d'acqua conseguenti (fig. 4) hanno ancora il predominio. La Miotorre ha le sue origini nella Catena Carnica e scendendo verso mezzogiorno per la media V. Fella, raggiunge il mare attraverso l'altra valle della Torre. Parallela ad essa la Mioaupa scende dall'alta Pontebbana per la V. d'Aupa, la bassa V. Fella e la valle trasversale del Tagliamento. A nord della cupola del Canin, altri corsi d'acqua trasversali, quali la Miosaisera e la Mioslizza, si riversano nell'ampia depressione della Drava.

Verso la fine del Miocene un grande sollevamento ringiovanisce il reticolato idrografico. I corsi d'acqua affondano i loro letti mettendo a nudo nuove zone di terreni facilmente erodibili. La Miotorre è decapitata da un affluente della Mioaupa che risale, verso est, una zona marnosa (Raibliano). Assumono maggiore sviluppo alcune valli susseguenti già da prima abbozzate (V. di Raccolana); altre nuove si impostano (V. di Dogna, V. di Resia). Si incomincia a formare la Val Canale divisa in due parti da uno spartiacque posto nei dintorni di Lusnizza. Il livello di base si mantiene relativamente costante sì che all'inizio del Pliocene la regione è avviata verso la maturità. I corsi d'acqua principali procedono all'ampliamento delle loro valli limitando sempre più i resti della superficie iniziale del ciclo, che rimangono confinati nelle zone più elevate. Siamo al termine del Pliocene inferiore (Piacenziano). Il bacino della Fella ha raggiunto uno stadio di maturità abbastanza progredita.

Un nuovo importante sollevamento interrompe a questo punto il ciclo piacenziano. I fiumi riprendono ad erodere in profondità i loro alvei, mentre lungo le zone facilmente erodibili assumono grande sviluppo i corsi d' acqua longitudinali. La Pliofella è ormai stabilita nel solco attuale. Un suo affluente di destra, risalendo la zona marnosa werfeniana, decapita la Mioaupa dando così origine alla Pliopontebbana. Lo spartiacque fra la Pliofella e la Pliodrava si sposta gradualmente verso est mentre più oltre assumono maggiore sviluppo anche la V. Canale e la valle di Fusine.

Sui fianchi delle valli rimangono i terrazzi del livello piacenziano; presso le cime più elevate giacciono ancora lembi della superficie iniziale.

Sullo scorcio dell'Astiano, quando la regione sta per raggiungere uno stadio di maturità, un abbassamento del livello di base ringiovanisce ancora i corsi d' acqua che s' infossano nei vasti fondi delle loro valli. I solchi trasversali si affermano maggiormente mentre procede lo sviluppo delle valli longitudinali lungo le zone più erodibili. Fra quest' ultimi, i rilievi assumono ormai una decisa configurazione in catene parallele. Nel Preglaciale ormai è quasi completamente stabilito il reticolato idrografico attuale. Lo spartiacque fra la Fella[1] e la Drava spostandosi gradualmente verso est ha finito col fissarsi nei dintorni di Ugovizza, quello fra la Gailizza e la Sava s' è da tempo stabilito a Raccia.

Un nuovo abbassamento del livello di base provoca la formazione di un altro livello di terrazzi orografici (IV°) incastrato nei precedenti. Siamo ai primi albori del Glaciale. La morfologia è già abbastanza complessa ma in essa si conservano distintamente le traccie dei vari cicli che si sono succeduti nella regione.

Presso le cime, delle zone ondulate rivelano l' antica superficie miocenica, più in basso s' incastra un altro livello di spianate, di ondulazioni e di terrazzi che rappresentano il ciclo piacenziano. I fianchi delle valli sono interrotti ancora più in basso da due distinti gradini (livello astiano, livello preglaciale) fra i quali s' infossano le valli attuali. Mentre i corsi d' acqua correnti sul IV° livello incominciavano di nuovo a manifestare i primi sintomi di un ringiovinamento, s' affacciavano sulle più alte soglie della montagna, i ghiacciai turgidi e minacciosi.

IIª PARTE.

# Il bacino della Fella nel Glaciale.

## Il bacino della Fella anteriormente al Vurmiano.

### I più antichi resti glaciali intravallivi del bacino del Tagliamento.

Per quanto la scoperta del MARINELLI di morene più antiche dell'ultima fase glaciale nell'anfiteatro morenico tilaventino (*49*) abbia permesso di stabilire con sicurezza l'esistenza di almeno due grandi espansioni glaciali nel bacino del Tagliamento, scarse ed incerte sono ancora le tracce di depositi glaciali prevurmiani nell'interno delle valli. Senza entrare ora nella questione dell'età dei conglomerati di Cavazzo e dell'alta Valle del Tagliamento attribuiti al BRÜCKNER all'Interglaciale Riss-vurmiano (*61*) e ritenuti invece preglaciali dal TARAMELLI (*79*) e dal GORTANI (*25*), occorre avvertire che l'unico deposito morenico intravallivo anteriore al Vurmiano di tutto il bacino del Tagliamento, finora noto, è quello scoperto in questi ultimi tempi dal GORTANI stesso presso Ovaro in Val Degano (*32*).

Le mie ricerche nel bacino della Fella mi avevano già condotto però a riconoscere altre tracce di depositi glaciali più antichi del Vurmiano che ora passerò a descrivere, incominciando dai lembi la cui determinazione cronologica appare più sicura.

### Il conglomerato di Ovedasso.

Fra lo sbocco del R. Alba e quello del R. Simòn, si stende sulla riva destra della Fella un terrazzo, elevato quasi un centinaio di metri sull'alveo attuale del fiume (430 m. in media sul livello del mare), sul quale giacciono le due borgate di Ovedasso e di Roveredo. La superficie del terrazzo è più o meno ondulata, ma in complesso relativamente orizzontale. La scarpata invece è ripidissima e talvolta quasi verticale. Intorno a Ovedasso si osservano dei piccoli cumuli morenici che rico-

prono una breccia locale. Alla base del terrazzo spunta qua e là lo zoccolo roccioso formato da calcari raibliani. La costituzione complessiva del terrazzo si può studiare nell'alveo di un torrentello che incide abbastanza profondamente la scarpata fra Roveredo e Ovedasso.

Sopra la roccia in posto a una sessantina di metri dal pelo dell'acqua, poggia un ammasso caotico di blocchi piccoli e grandi, sino a mezzo metro cubo di volume, fortemente cementati. Fra le rocce che li compongono, prevalgono i calcari

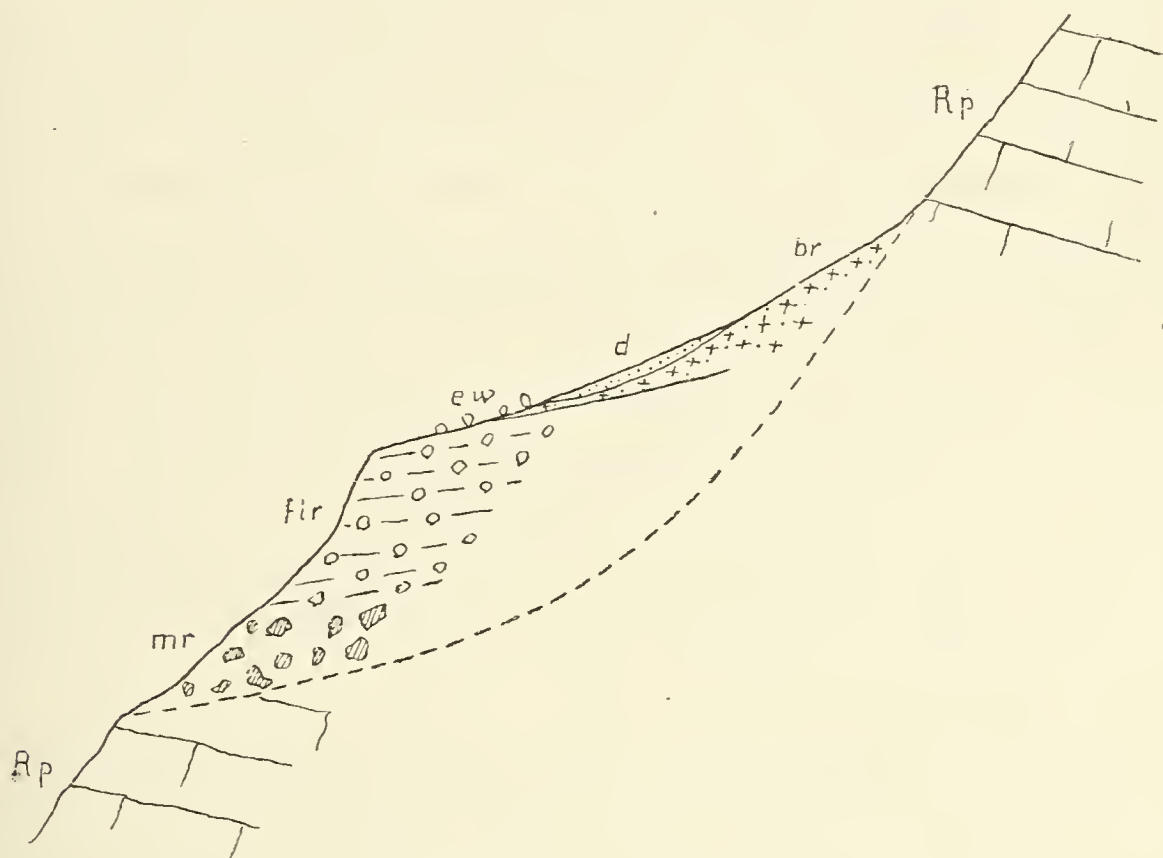



Fig. 9. — Spaccato attraverso il terrazzo di Ovedasso.
Rp = roccia in posto; mr = morena rissiana; flr = fluvio-glaciale riss-vurmiano; ew = erratici del Vurmiano; br = breccia interglaciale di falda; d = detriti recenti.

dolomitici bianchi e grigi del Norico, ma con essi sono anche associati frammenti di porfidi rossi, di tufi verdi, di arenarie scistose rosso-vinate del Werfen, di conglomerati poligenici dell'Anisico e delle caratteristiche anageniti carbonifere.

I ciottoli sono arrotondati o più spesso angolosi, ma con gli spigoli costantemente smussati. Il cemento è calcareo, molto tenace ed abbondante. Presenta l'aspetto di un limo glaciale cementato.

Per quanto non mi sia stato possibile rinvenire dei ciottoli striati, che però non escludo possano anche esistere, non

v'è alcun dubbio che il deposito in parola rappresenti una morena. La disposizione, la forma e la natura dei materiali di provenienza lontana e molto varia, bastano ad escludere l'ipotesi che si tratti di una frana.

Sopra la morena giace un deposito stratificato alluvionale, costituito da ghiaie cementate prevalentemente calcaree nelle quali è contenuto anche qualche ciottolo di rocce estranee. Questo deposito fluvio-glaciale è coperto da una breccia di falda calcarea d'origine locale, rivestita parzialmente da detriti recenti di falda e da qualche erratico (fig. 9).

L'età della morena cementata si ricava facilmente osservando che le morene vurmiane nelle immediate vicinanze sono d'aspetto freschissimo (Ovedasso, Resiutta) e che sopra la breccia di falda esistono degli erratici di provenienza lontana (anageniti carbonifere) che non possono essere stati trasportati là da ghiacciai stadiali e che quindi sono pure essi vurmiani. Detta morena dunque appartiene alla penultima glaciazione ossia a quella rissiana; mentre l'alluvione soprastante rappresenta un deposito interglaciale riss-vurmiano. Anche la breccia di falda che sottostà agli erratici, appartiene al medesimo interglaciale ed è da supporre che alla protezione esercitata da essa sia dovuta in buona parte la conservazione dell'alluvione e della morena sottostanti.

Poichè ho menzionato qui alcuni tipi di rocce assai caratteristiche come erratici sarà utile tener presente che fra queste sono in primo luogo da ricordare le pietre verdi, spesso associate con porfidi e porfiriti rosse, di cui gli affioramenti più meridionali sono quelli di Mincigòs nel Canal del Ferro e di Dordola in Val d'Aupa (lato destro). Seguono quindi le puddinghe quarzose carbonifere, limitate alla regione che sta a nord della depressione Pontebbana-Fella-Sava e infine i vari tipi di calcari fra cui specialmente hanno importanza come erratici i calcari con *Fusuline* e *Schwagerine* pur essi della catena Carnica. Per maggiori dettagli si confronti la carta geologica del Canal del Ferro [1].

### I conglomerati di Moggio.

Sulla sinistra dell'Aupa, presso lo sbocco, si protende dal dosso di Dravau una specie di promontorio che termina con un cocuzzolo arrotondato, alto una quarantina di metri sul

(1) Foglio « Pontebba », cit. pag. 208, nota 1.

letto del torrente. L'estremità del promontorio è costituita da calcari magnesiaci della Dolomia Principale, mentre l'« istmo » è formato da uno spesso banco di conglomerato a stratificazione incrociata (deltizia). I materiali che compongono il conglomerato sono in gran prevalenza calcari della Dolomia Principale e del Dachstein, arenarie e scisti del Ladinico e del Raibliano, quest' ultimi con fossili, e qualche blocco di tufo verde del Ladinico. Gli strati sono inclinati di 15°-20° verso NNO, ossia verso la V. d'Aupa, tranne che nella parte più alta del deposito ove giacciono orizzontalmente e dove i materiali appaiono più angolosi e di natura più uniformemente calcarea.

In vari altri punti dei dintorni di Moggio affiorano dei conglomerati e delle brecce la cui posizione però non è sufficientemente chiara. Presso Riù mi apparvero sottoposti alle morene vurmiane e così pure più oltre, nel R. Palis. Non è da escludersi che esistano due livelli uno prevurmiano ed uno postglaciale.

Un altro piccolo banco di conglomerato compare fra le morene, presso Campiolo, allo sbocco della valletta del Glagnò ed anche qui sembra sottoposto alle morene vurmiane. L'età di questi conglomerati è difficilmente determinabile con sicurezza, anche per il fatto che non si può decidere per ora se si tratta di un unico livello. Ciò tuttavia non mi sembra del tutto improbabile ed allora sarebbe da ritenersi interglaciale.

Un' osservazione occorre però aggiungere. Ho detto che gli strati deltizi del primo lembo di conglomerato sono inclinati in senso opposto alla valle e questo fatto potrebbe forse trovare la sua spiegazione in movimenti del suolo. Io però credo che in questo caso siano da escludere, poichè tale inclinazione dimostra invece, secondo me, che il delta non si veniva formando per opera del T. Aupa, bensì per opera della Fella. Ciò è provato anche dalla presenza di calcari del Dachstein nel conglomerato, roccia che manca nel bacino dell'Aupa. E che il delta della Fella potesse penetrare anche nella valle dell'Aupa presso il suo sbocco, pur sviluppandosi del tutto regolarmente, non mi sembra siano delle ragioni per non ammetterlo. Evidentemente la Fella come fiume maggiore possedeva anche una maggiore capacità di trasporto, e il lago che occupava nell'Interglaciale riss-vurmiano la bassa Val Fella veniva gradualmente interrato, sopratutto per opera del corso d'acqua maggiore.

## Il conglomerato di Malborghetto.

Sulla scarpata del Col di Gos che scende verso la stazione ferroviaria di Malborghetto, è messa a nudo a 850 m. s. m., una grossa placca di conglomerato, potente quasi un centinaio di metri, che poggia direttamente sulla roccia in postò (calcari del Neopermico e scisti del Werfen) (fig. 10). Lo stesso banco di conglomerato affiora sul fianco destro della Ranc Graben, alla medesima altezza. Esso è formato da un impasto caotico di ciottoli e di frammenti angolosi di scisti del Werfen, di calcari dolomitici dell'Infraraibliano e, pare, della Dolomia Prin-

Fig. 10. — Spaccato attraverso il terrazzo del Col di Gos (Malborghetto).

cipale, di tufi rosso-verdi dell'Anisico, di arenarie rosso-accese dell'Eopermico e infine di calcari rosei paleozoici. I ciottoli sono di dimensioni generalmente variabili fra quella di una noce e di un pugno, ma in mezzo ad essi ne compare qualcuno, ben arrotondato, di circa mezzo metro cubo ed altri di dimensioni intermedie. Il cemento è molto sottile, tenace e relativamente abbondante, ma non sempre diffuso uniformemente a tutti i livelli. Ha una colorazione giallognola e in esso sono immersi dei ciottolini assai minuti, una specie di sabbia policroma. Qua e là si scorgono tracce di stratificazione (orizzontale), ma assai poco distinte.

Dalla disposizione dei materiali ed anche dalla loro natura, si sarebbe indotti a riconoscere nel conglomerato di

Malborghetto un'antica morena. Mancano però ciottoli striati che confermino questo modo di vedere, per cui il conglomerato, data la presenza di stratificazione, potrebbe rappresentare anche un deposito fluvioglaciale. Riguardo all'età occorre ricordare che al di sopra di esso giace una morena freschissima contenente numerosi ciottoli striati e materiali di provenienza allogena. Morena che, come vedremo meglio più avanti, è da attribuirsi senza alcuna esitazione al Vurmiano. Sia quindi che il conglomerato di Malborghetto rappresenti una antica morena cementata, quanto un deposito fluvio-glaciale, la sua età è certamente prevurmiana e con tutta probabilità rissiana o riss-vurmiana.

### I conglomerati di Greutto e della Val Romana.

Intorno allo sbocco del R. Bianco di Tarvisio, si osserva una serie di dossi che s'innalzano per 80-90 m. al di sopra di una superficie terrazzata a circa 850 m. s. mare. Il R. Bianco ha inciso la sua valletta in questi terrazzi, mettendo allo scoperto i materiali che li compongono.

Si tratta di un potente deposito di conglomerati a stratificazione deltizia inclinati di 20° verso ESE. Le dimensioni dei ciottoli sono abbastanza uniformi: variano per lo più fra quella di una nocciola e quella di un uovo di gallina. L'arrotondamento è perfetto, nè si trovano, salvo casi eccezionali, frammenti angolosi. Riguardo alla costituzione litologica di questi materiali, si nota una grande abbondanza di calcari bianco-rosei del Dachstein e bianchi o quasi dalla Dolomia Principale. Seguono ciottoli di porfido rosso (Ladinico), di scisti rossi e verdi del Trias inferiore e di calcari nerastri probabilmente neopermici.

Il cemento è formato da un limo calcareo, talora sabbioso, di colore giallognolo.

A 850 m. sul mare questa formazione deltizia è nettamente spianata; i dossi soprastanti risultano formati da materiali morenici la cui composizione non si riesce però a vedere che in poche località. In quelle da me esaminate, osservai dei ciottoli striati e una composizione analoga a quella del conglomerato sottostante (1). Materiali, dunque, provenienti dalle

(1) Raccolsi pure dei blocchi di calcari raibliani fossiliferi.

Alpi Giulie e almeno in gran parte dalla valle del R. Bianco. Sul terrazzo però che si stende di fronte allo sbocco, rinvenni fra gli erratici un blocco grosso quanto un popone, di micascisto della Val della Zeglia a circa 900 m. s. m.

La presenza di questo erratico, e forse di altri più difficilmente riconoscibili, della Val della Zeglia, il quale non avrebbe potuto raggiungere questa località altro che durante una fase di massima espansione, ossia quando il ghiacciaio della Zeglia era così sviluppato da superare la Catena Carnica e penetrare nella conca di Tarvisio, mi fa ritenere che i cumuli che ricoprono il terrazzo non siano solamente formati da materiali morenici di origine locale e presumibilmente stadiali, ma anche da qualche resto di morena vurmiana più o meno completamente celato dai primi. Morene stadiali sovrapposte a morene vurmiane, osservai del resto presso Greutto (v. III[a] parte) e d'altronde in nessun punto notai depositi morenici sottoposti a quelli deltizi cementati. I quali altrove si vedono invece distintamente adagiati sulla roccia in posto.

Per tutte queste ragioni io ritengo che il conglomerato deltizio di Greutto siasi formato anteriormente all' ultimo Glaciale, ossia nell' Interglaciale riss-wurmiano.

In appoggio a questa tesi credo utile ricordare che non molto lontano, presso Kronau (Bacino della Sava) il Brückner [1] ha segnalato un banco di conglomerato deltizio, analogo per composizione a quello di Greutto, ossia formato da materiali provenienti dalla Val Pisenza che sbocca nelle immediate vicinanze, sul quale s' adagia una morena vurmiana, ricoperta da una morena stadiale.

La stessa formazione deltizia si ritrova poco ad oriente di Greutto, intorno allo sbocco del R. Nero ove poggia su roccia in posto e raggiunge quasi 900 m. d' altezza. Uno spuntone di conglomerato calcareo affiora pure dalla morena lungo la sponda destra dell' emissario del lago inferiore di Fusine, ma, causa la ristrettezza dell' affioramento, non si riesce a vedere bene la sua posizione rispetto alla morena. È tuttavia molto probabile che si tratti ancora del conglomerato deltizio, di Greutto.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1018.

Ad occidente, il conglomerato deltizio, poggiante sulla roccia in posto, affiora presso lo sbocco della valle della Slizza ed è ricoperto da alluvioni sciolte terrazzate.

Depositi deltizi si osservano in vari altri punti della conca di Tarvisio, ma nel maggior numero dei casi si tratta di depositi sciolti e più recenti. Secondo le osservazioni di PENCK e BRÜCKNER (1) vi sarebbero due livelli distinti di depositi deltizi d'età diversa, e cioè uno singlaciale vurmiano, l'altro postvurmiano.

A nessuno di questi corrisponde il conglomerato di Greutto (2). Dimostrerò invece a suo tempo come i presunti due livelli di PENCK e BRÜCKNER appartengono ad uno stesso complesso deltizio formatosi durante l'oscillazione di Achen.

## Il conglomerato di Riofreddo.

Presso la « Casa di caccia », 1 km. a nord di Riofreddo (Kaltwasser), sul lato sinistro della valle, si osserva un banco di conglomerato costituito da materiali di provenienza locale fra cui spiccano grossi blocchi (sino a 1 mc. di volume) di porfido rosso. Esso appoggia su roccia in posto (Werfen) e la base del banco sta a 5 m. d'altezza sul letto attuale del torrente. Prevalgono i calcari dolomitici infraraibliani, ma non mancano altre rocce del Ladinico e del Carnico che affiorano più a sud. Il cemento è abbastanza abbondante e molto tenace: mancano tracce distinte di stratificazione.

Nel complesso questo banco ricorda molto da vicino quello di Malborghetto, trovandosi esso pure ricoperto qua e là da qualche chiazza di materiali morenici.

Un altro banco di conglomerato, a stratificazione orizzontale ed a elementi di grosse dimensioni, giace presso lo sbocco della valle della Slizza, sulla sponda sinistra, ed è anch'esso ricoperto da una morena probabilmente vurmiana con ciottoli striati. L'affinità di caratteri e di posizione mi indusse a ritenere questi due lembi della stessa natura ed età e a riferirli, analogamente a quelli di Malborghetto e di Ovedasso, all'Interglaciale riss-vurmiano. L'ipotesi che si tratti di un'antica

---

(1) Op. cit... (*61*). pag. 1053 e 1070.

(2) Pare tuttavia che il BRÜCKNER abbia assimilato questo conglomerato con depositi deltizi da lui ritenuti singlaciali poichè dà l'inclinazione degli strati presso Nesseltal ove, per l'appunto affiora il conglomerato.

frana rimane esclusa dalla varietà dei materiali che compongono il conglomerato e dall'arrotondamento di buona parte dei ciottoli.

## Il lago interglaciale di Tarvisio.

I depositi deltizi interglaciali nei dintorni di Tarvisio sono dunque abbastanza sviluppati e si trovano agli sbocchi di tutte le valli. L'inclinazione e direzione degli strati è un po' variabile da luogo a luogo. Presso il viadotto della ferrovia sul R. Bianco, scendono verso ESE con un'inclinazione di 20°; mezzo chilometro più a nord-est verso SE, poco più ad ovest ancora verso ESE, presso Nesseltal verso NE e allo sbocco del R. Nero, verso NNE; allo sbocco della valle della Slizza gli strati sono invece suborizzontali. Presso Kronau, secondo il Brückner, gli strati dei depositi deltizi sono inclinati verso ovest di 20°-30°.

È un po' difficile armonizzare fra loro questi dati che tuttavia paiono indicare, insieme con la natura litologica dei materiali che li compongono, che il delta nella conca di Tarvisio si veniva sviluppando all'ingrosso da est verso ovest, intorno a Kronau invece da ovest verso est.

Forse non sarebbe fuori di luogo spiegare le apparenti anomalie con dislocazioni subite dalla formazione deltizie durante il Glaciale, quantunque ciò mi sembri poco probabile e meglio spiegabili col fatto che trattandosi di parecchi delta più o meno intimamente fusi insieme, anche l'andamento della stratificazione nei vari punti doveva essere di conseguenza abbastanza diverso.

In ogni modo la presenza di resti di delta abbastanza potenti presso lo sbocco delle valli, indica che la conca di Tarvisio e la valle di Fusine durante l'Interglaciale riss-vurmiano furono occupate per un certo tempo da uno specchio lacustre. Ciò s'accorda con l'ipotesi del Brückner [1] relativa però all'alto bacino della Sava, secondo la quale anche nella zona di Kronau v'era nell'ultimo Interglaciale un lago con lo specchio d'acqua a 830-840 m.

Ad altezza poco diversa giungono i conglomerati del Tarvisiano: 850-900 m. presso Greutto, 900 m. nella valle del R.

(1) Op. cit. (*61*), pag. 1038.

Nero, 870 m. presso Malborghetto. L'altezza di 900 m. è da ritenersi come minima rispetto a quella originaria, poichè molti lembi sono stati abbassati dall'erosione glaciale; sempre supponendo però che i depositi non sieno stati dislocati. Se allora si tiene presente che lo spartiacque attuale di Raccia (Ratschach) giace a 870 m. e sta su depositi postglaciali, e quello di Camporosso a 810 m., si può ben pensare che i delta sopra ricordati si sieno venuti formando in un unico lago avente lo specchio a circa 900 m. d'altezza e forse più emissari diretti per varie vie verso mari diversi (Mar Mero e Mare Adriatico).

Certamente in quell'epoca la forra della Gailizza non poteva ancora essere stata scavata, ma attraverso una valletta in parte sbarrata da materiali morenici probabilmente si scaricava uno degli emissari.

### Il conglomerato di Grauzaria.

Di fronte al paesello di Grauzaria, sullo sprone di confluenza del R. dell'Alf con T. Aupa, è messo a nudo in una cava un piccolo banco di conglomerato poligenico che ricorda molto da vicino il conglomerato di Malborghetto. Anche qui infatti gli elementi che formano il conglomerato sono in parte arrotondati, in parte angolosi. Prevalgono i frammenti di un calcare dolomitico bianco-grigio del Trias medio e superiore. Ad essi s'associano calcari neri e bruni del Ladinico e del Carnico, rocce verdi e arenarie scistose rosse del Trias inferiore. Mancano rocce del Paleozoico. Il cemento di colore giallo chiaro, è abbondante e costituito da un limo sottilissimo che insudicia le mani. Non si riconoscono tracce di stratificazione, ma però mancano anche ciottoli striati.

Il complesso il conglomerato di Grauzaria ha tutta la parvenza di una morena, ma la mancanza di ciottoli striati e di rocce del Paleozoico, così frequenti nelle morene vurmiane, lascia dei dubbi su tale origine.

Forse si tratta di un deposito fluvio-glaciale analogo a quello di Malborghetto, quantunque quello di Grauzaria, per la mancanza di stratificazione manifesti forse più del primo i caratteri di un deposito d'origine glaciale.

Riguardo all'età, mancano elementi diretti di giudizio. La cementazione però dei materiali e l'analogia con gli altri

conglomerati sopra descritti, m'induce a considerarlo d'età prevurmiana, probabilmente dell'ultimo Interglaciale o del penultimo Glaciale (Rissiano), tanto più che le morene vurmiane in tutto il bacino della Fella hanno un aspetto freschissimo e non sono mai così tenacemente cementate.

### Conglomerati e brecce di Nevea.

Ben maggiore dei precedenti è lo sviluppo degli agglomerati nell'alta valle di Raccolana. Essi costituiscono il sottosuolo di quasi tutto l'altipiano del Montasio ed affiorano in più punti dalle morene anche alla sella di Nevea e intorno alle casere Sopra Cregnedûl. Tutto questo grandioso mantello di agglomerati non presenta però una composizione uniforme. In alcuni punti compaiono delle ghiaie stratificate con ciottoli di dimensioni relativamente uniformi e in genere non più grossi di un uovo di gallina, cementati e mescolati con un materiale sabbioso. Qua e là, per esempio sotto Cas. Sopra Cregnedûl, affiorano dei banchi di limo intercalati nei depositi precedenti. In altri addirittura una breccia con cemento tenace, ma molto scarso. In altri ancora un impasto caotico di blocchi grossi e piccoli legati da un abbondante cemento calcareo, farinoso, di un colore bianco-giallognolo. In questo tipo di conglomerato, che affiora lungo la rotabile che da Nevea porta ai pascoli del Montasio, rinvenni a 1362 m. sul m. (aneroide) alcuni ciottoli con strie glaciali. Se questi sono i vari aspetti sotto cui si presenta l'agglomerato di Nevea, non m'è riuscito di vedere chiaramente l'ordine di sovrapposizione.

Sembra tuttavia che la morena con ciottoli striati sia immersa nel conglomerato a stratificazione distinta, che costituisce in buona parte il deposito, e precisamente nelle zone più elevate. Avendo trovato in una località dei ciottoli striati, penso che almeno in parte si tratti di un deposito morenico più o meno rimaneggiato dalle acque. Riguardo alle brecce — sono tipici crostoni di detriti di falda — si osserva un passaggio graduale da esse ai conglomerati quando non sono in questi intercalate. In tutti i casi però occupano una zona distinta, ossia incrostano i fianchi della montagna spingendosi fin oltre 2000 m. d'altezza, come intorno al M. Curtissòn, mentre i conglomerati giacciono nella parte mediana e bassa

della sella di Nevea e marginale dell'altipiano del Montasio. Un crostone di breccia si osserva anche presso la sella degli Scalini — sotto il M. Cregnedûl — a circa 2000 m. Quanto alla composizione litologica di questi agglomerati occorre avvertire che non si trovano in alcun luogo rocce estranee alla zona. Sono calcari magnesiaci della Dolomia Principale, del Dachstein e del Lias che compongono tutte le creste d'intorno. Giova però notare che i calcari del Lias compaiono solo nelle zone più elevate del gruppo del Canin, per cui i frammenti di tali rocce devono aver subìto un notevole trasporto per trovarsi ora nel conglomerato di Nevea. Osservai anche qualche ciottolo di calcari marnosi bruno-azzurrognoli e rossi con qualche frammento di selce, roccia che trovai sotto forma di lenti nei calcari dolomitici del Montasio a circa 1950 m. d'altezza.

Molto diverse erano invece le idee del BRAZZÀ (*1*) nei riguardi di questi agglomerati. Egli infatti riferendosi alle idee del TARAMELLI relativamente ai conglomerati della Valle del Tagliamento e paragonandoli a quelli di Ampezzo, di Verzegnis ecc., riteneva che si fossero formati in un seno del mare pliocenico che allora sarebbe penetrato nella valle di Raccolana. Devo poi aggiungere che le dislocazicni cui accenna il BRAZZÀ, non trovano riscontro nelle mie osservazioni. Credo si tratti piuttosto di grandiosi blocchi franati o spostati dai ghiacciai, che ebbi occasione di vedere in vari punti. È degno di nota invece il fatto che il detto conglomerato presenta un' inclinazione, circa 20° verso est, dei suoi strati, anche a occidente dello spartiacque di Nevea, per cui si può ritenere che lo spartiaque stesso fosse in origine spostato di almeno 1 Km. verso ovest.

Quanto all'età degli agglomerati di Nevea e del Montasio, mancano basi sicure per una determinazione. Attribuendo tuttavia al Vurmiano la morena leggermente cementata messa a nudo lungo la rotabile del Montasio — le morene stadiali sono infatti tutte sciolte nei dintorni e nettamente sovrapposte al conglomerato — si può ritenere che la parte inferiore del conglomerato appartenga almeno all'Interglaciale riss-vurmiano.

Aggiungo poi che sulle morene della Val del Patoc, le quali appartengono però, come vedremo, allo stadio di Bühl, sono contenuti dei blocchi di conglomerato del Montasio.

## Conglomerati e brecce della Val di Resia.

Intorno allo sbocco di quasi tutte le vallette confluenti di sinistra della Val di Resia, si osservano degli spessi banchi di un conglomerato a stratificazione deltizia.

La zolla più caratteristica è quella incisa dal R. Barmàn presso le centrale elettrica. Essa risulta costituita da un impasto di ciottoli di medie dimensioni tenuti insieme da una materia cementizia calcarea non molto abbondante, ma assai

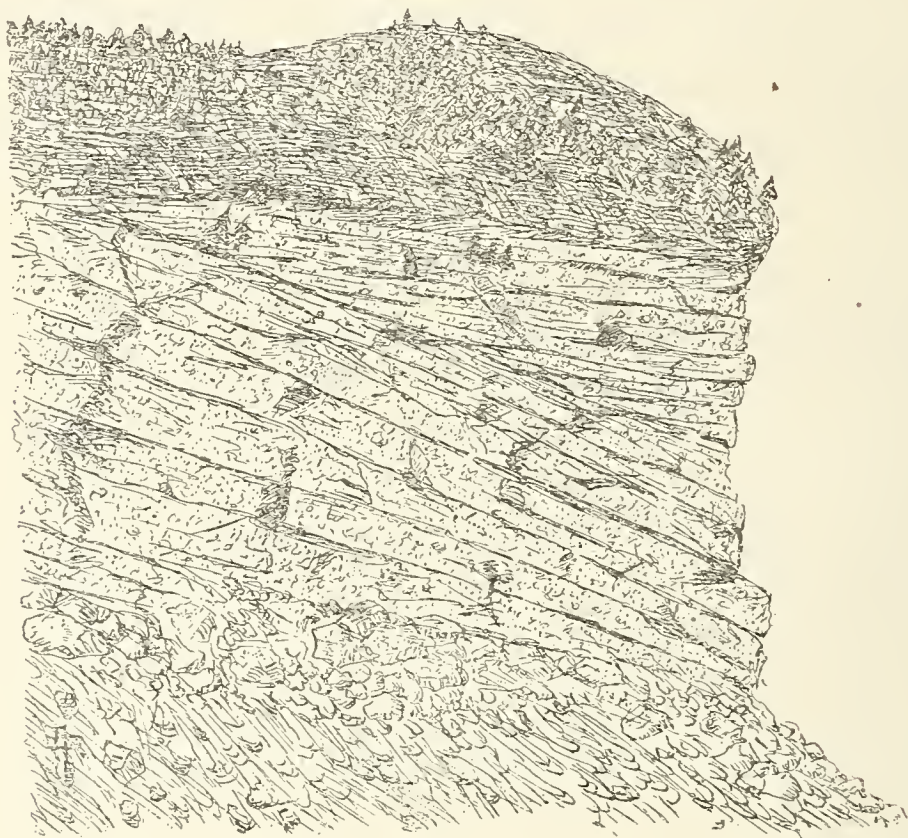



Fig. 11. — Stratificazione deltizia del conglomerato interglaciale del Barmàn (Val di Resia).

tenace. Sono rappresentate dai ciottoli solamente rocce del bacino del R. Barmàn, ossia calcari magnesiaci della Dolomia Principale e del Dachstein — in prevalenza —, calcari oolitici, calcari rossi marnosi e selciferi del Giurese. A questi s'aggiungono dei ciottoli di arenarie verdastre e di scisti del medesimo colore o anche rossi i quali provengono dalla sella di Carnizza. Assai più scarsi sono ciottoli di calcari raibliani che affiorano nelle vicinanze del banco di conglomerato. La stratificazione deltizia è assai tipica (fig. 11) e bene visibile specie presso la centrale elettrica. Sopra il conglomerato s'adagia

una morena, formata anch'essa esclusivamente da rocce del bacino del Barmàn e, come vedremo a suo tempo, d'età post-vurmiana. Sotto al conglomerato si trova subito la roccia in posto (dolomie cariate del Raibliano) e solo qua e là s'interpone uno straterello di limo.

Altri depositi di conglomerato perfettamente analogo a quello del Barmàn, s'incontrano presso lo sbocco del R. Nero (Cerni Patok) e dell'altro torrentello che scende più a ovest, dal M. Pleghie. La stessa formazione si ritrova ancora presso il fondo del R. di Oseacco, alla base del terrazzo di S. Giorgio e anche più a monte intorno a Casalischie, alla base del terrazzo di Coritis e sotto alle morene e ai depositi fluvio-glaciali intorno a Stav. Jama, presso la testata della valle.

L'età di questi conglomerati si può giudicare approssimativamente in base a due considerazioni. Da un lato troviamo ciottoli di conglomerato nelle morene vurmiane presso lo sbocco della Val di Resia e verso Stav. del Verzàn, dall'altro si osserva che il conglomerato poggia costantemente su roccia in posto e su di esso s'incontrano erratici di provenienza allògena. Non v'è dubbio quindi che il delta del Barmàn e quelli analoghi si sieno formati anteriormente all'ultima grande invasione glaciale. Osservando poi che le morene vurmiane poggiano anch'esse, laddove manca il conglomerato, su ròccia in posto, viene fatto di pensare che l'età rispettiva non debba essere molto diversa. Che il conglomerato sia però più antico delle morene, si potrebbe forse in questo caso, giudicare anche dal fatto che queste ultime non presentano mai nella valle tracce di cementazione.

Da queste brevi considerazioni, mi pare lecito dedurre un'età interglaciale riss-vurmiana anche per i conglomerati della Val di Resia. La quale, all'epoca della loro formazione, molto probabilmente era sbarrata da materiali di frana nella sua parte inferiore, ove ancora si osservano appiccicati sui fianchi della montagna — per es. sul versante meridionale del M. Staulizze — dei crostoni di una breccia di falda. Un altro fenomeno di sbarramento doveva verificarsi anche più tardi ma, come vedremo, per altra causa.

Nella Val di Resia sono ancora da ricordare degli altri crostoni di brecce la cui età non può essere determinata e difficilmente anche supposta. Uno di questi, assai vasto e po-

tente, riveste uno sprone presso Casera Canin (1443 m.) ed è formato da un impasto di detriti angolosi, provenienti dalle pareti soprastanti della montagna, legati da un cemento assai tenace, giallo-ocraceo. Gli strati sono inclinati verso valle.

Un'altra placca di questo genere, ma assai meno potente, si trova sul passo di Tanapradulina (1340 m., aneroide) fra il M. Chila e il M. Urazza. Trovandosi questi due depositi su terrazzi preglaciali e in posizione tale da essere riparati dalle azioni erosive dei ghiacciai, non mi sembra del tutto improbabile che sieno anteriori al Glaciale. Oltre ai conglomerati e breccie sopra descritti ed attribuiti all'ultimo Interglaciale, esiste in Val di Resia un altro livello di conglomerati ben più recenti. In una sezione naturale attraverso il terrazzo di S. Giorgio (v. fig. 19) si osserva infatti un banco di conglomerato che ricopre la morena vurmiana, la quale poggia a sua volta sopra un letto di limo. Il conglomerato, che verso l'alto passa gradualmente ad alluvioni fluvio-glaciali sciolte, è sicuramente postvurmiano, mentre il limo in questo caso viene a rappresentare il conglomerato interglaciale. A conferma di ciò, ricordo che presso la centrale elettrica del Barmàn affiora pure, per breve tratto, alla base del conglomerato interglaciale, del limo.

Sui conglomerati della Val Resia troviamo dei cenni in un lavoro del Marinelli (1). Questo studioso ritenendo di trasporto glaciale tutti i grandiosi blocchi che sono sparsi sui terrazzi formati in parte dal conglomerato, attribuiva al Preglaciale (nel senso però di Prevurmiano) i conglomerati stessi. Occorre però osservare che sia i blocchi, quanto le morene che rivestono il conglomerato, sono di provenienza locale e, come vedremo meglio più avanti, sono stati deposti da un ghiacciaio stadiale dei Musi. Da queste osservazioni quindi i conglomerati potrebbero essere riferiti anche all'oscillazione di Achen se non fossero gli altri elementi ricordati sopra che ci portano a considerarli prevurmiani.

### Brecce della Val Pontebbana.

Il Frech in un suo lavoro (2) parla di un conglomerato che si troverebbe sulla sinistra della Pontebbana presso « Dirnbacher » e che ritiene probabile rappresenti un antico deposito

---

(1) *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli.* (*50*) pag. 119.
(2) *Die Gebirgsformen...* (*21*), pag. 367.

glaciale. Pur avendo visitata quella località non sono riuscito a ritrovare il potente deposito conglomerato che, secondo il FRECH, conterrebbe dei blocchi giganteschi di puddinga quarzosa carbonifera. Sotto la malga Riosecco, che corrisponde alla « Dirnbacher Alpe », sulla riva sinistra a circa 1060 m. s. m. e anche su quella destra della Pontebbana, si osserva invece un banco abbastanza potente di conglomerato-frana costituito da grossi blocchi calcarei legati da scarso cemento calcitico. Superiormente giacciono delle falde detritiche che pare rivestano delle morene. Morene vurmiane di aspetto freschissimo si trovano del resto nelle vicinanze, sui terrazzi che giacciono allo stesso livello della superficie del banco di conglomerato. Numerosi sono pure gli erratici, fra cui primeggiano le puddinghe quarzose carbonifere. Non saprei dire se il banco di conglomerato-frana dalla malga Riosecco possa identificarsi col conglomerato segnalato dal FRECH. Certo è che non si avrebbe a che fare in tal caso con una morena prevurmiana, ma semplicemente con materiali di frana e di falda d'origine puramente locale. Riguardo all' età, sono d'opinione che si tratti di un deposito interglaciale riss-vurmiano, data la posizione sua rispetto alle morene nell' ultima glaciazione e la forte cementazione [1].

### Brecce di Stavoli Collelungo.

Presso la valletta di Stav. Collelungo esiste una placca di agglomerato costituito in gran parte da elementi angolosi con i quali però sono commisti dei ciottoli più o meno arrotondati. Si tratta sempre di materiali di provenienza locale, ossia di calcari dolomitici dalla Dolomia Principale e del Dachstein.

La stratificazione è abbastanza ben distinta e gli strati scendono verso il mezzo della sella.

Il TARAMELLI partendo dal presupposto che le insellature di Collelungo e di Sfincis segnassero un antico decorso del T. Resia (*84*), aveva attribuito la breccia di Stav. Collelungo a un deposito alluvionale della Resia, d'età preglaciale. In realtà nessun elemento sicuro esiste per giudicare dell' età della

(1) Più a valle nella stessa Val Pontebbana esistono dei depositi glaciali e fluvioglaciali leggermente cementati, i quali però, come si vedrà, sono più recenti.

breccia in parola, poichè non si osserva sovrapposizione di morene su di esse. Morene vurmiane esistono nelle vicinanze e conservano un aspetto freschissimo, per cui non sembra improbabile che il crostone di Collelungo sia anteriore all'ultima invasione glaciale. Riguardo all'origine si tratta indubbiamente di materiali di falda e di frana cementati.

Un altro crostone di dimensioni più modeste, ma dello stesso tipo, si trova un po' più ad occidente, sulla sinistra del R. Collelungo.

Secondo il Taramelli le selle di Sflincis (752 m.), di Stav. Verzàn (716 m.) di Collelungo (740 m.) e di Togliezzo (505 m.), le quali si allineano sul prolungamento della media Val di Resia, rappresenterebbero dunque il tracciato di un antico decorso del torrente. A conferma di questa ipotesi l'A. porta l'esistenza dei conglomerati, supposti alluvionali, di Stav. Collelungo.

Le mie osservazioni però mi conducono ad un'interpretazione diversa. Le selle infatti corrispondono e devono appunto la loro origine, ad un affioramento di dolomie marnose raibliane assai più facilmente erodibili dei calcari magnesiaci fra cui sono comprese. I depositi supposti alluvionali, non contengono affatto frammenti di dolomie o marne brune raibliane, così diffuse in tutta la Val di Resia ma, come ho detto sopra, sono di provenienza locale. Nessun elemento quindi rimane per accreditare l'ipotesi del Taramelli.

### Breccia di Portis e conglomerati della Val Venzonassa.

Il fianco orientale della valle del Tagliamento all'altezza di Portis è rivestito da un grosso banco di breccia molto compatta, cementata da una pasta calcarea tenace di colore bianco o rossastro. Gli elementi, generalmente angolosi, sono di dimensioni molto variabili e formati da quelli stessi calcari dolomitici della Dolomia Principale che costituiscono il fianco della montagna. Numerose nicchie di disfacimento meteorico (foranis) (1) crivellano il deposito. Gli strati, più o meno distinti, scendono costantemente verso il filone della valle. La base del deposito giace a circa un centinaio di metri sopra il fondovalle (325 m. s. m.) e sale fin quasi alla Punta sopra Castello (776 m.). Altri crostoni minori della stessa breccia si osservano un po' più a nord sul fianco orientale del M. Soreli, presso lo sbocco della Val Fella e nella Val Venzonassa.

---

(1) Cfr. Lorenzi A. « *Lis Foranis* »... (*44*).

In quest' ultima valle è possibile anche giudicare approssimativamente dell'età della breccia di Portis, poichè essa rimane spesso ricoperta da piccoli cumuli morenici vurmiani. Inoltre sul versante settentrionale della valle, presso Pradiez si osserva un conglomerato simile a quello di Malborghetto quantunque formato in grande prevalenza da materiali di origine locale, che pare riempia una sacca della breccia. Questa ultima quindi sarebbe da ritenersi anteriore all' ultimo Interglaciale, dato che il conglomerato appartenga, come quello di Malborghetto, all' Interglaciale riss-vurmiano.

### Confronti fra i conglomerati della Val Fella e quelli della Val del Tagliamento.

Per quanto sia ancora contrastata l' età della potente formazione conglomeratica della media e alta Val Tagliamento, gioverà ugualmente un paragone con i depositi simili, segnalati nel bacino della Fella.

Le maggiori analogie con i conglomerati di Cavazzo, Verzegnis ecc. che sono i più prossimi al nostro bacino, le presenta il lembo di Ovedasso. In ambedue i casi si tratta di conglomerati a stratificazione deltizia più o meno distinta, tenacemente cementati e costituiti da materiali di vario tipo ed età, ma non di provenienza estranea al bacino. In tutti e due casi si osservano superiormente morene vurmiane. Il fatto notevole è dato anche dall' altezza massima raggiunta da questi conglomerati. Il Brückner (1) osservò che in nessun punto i conglomerati della Val Tagliamento, a stratificazione deltizia, superano i 480-490 m. s. l. m. Nei dintorni di Ovedasso appunto a 490 m. arrivano i banchi più elevati di conglomerato, mentre, d'altra parte, l' altezza del fondo roccioso che sostiene il conglomerato stesso, è di poco meno di un centinaio di metri superiore a quello dei dintorni di Cavazzo. Tutto induce a riferire quindi i due banchi di conglomerato alla stessa età ed origine e, per analogia, anche gli altri depositi del bacino della Fella ritenuti contemporanei a quello di Ovedasso.

Ma con ciò il problema dell' età dei conglomerati della valle del Tagliamento non sarebbe risolto decisamente, poichè non è

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1024.

detto che tutti i conglomerati del Tagliamento sieno della stessa origine ed età. Qualche rilievo si può fare alle due ipotesi, quella del TARAMELLI, appoggiata specialmente dal GORTANI (*25*), che li riferisce al Preglaciale (Pliocene) e quella del BRÜCKNER che li ritiene invece interglaciali (probabilmente riss-vurmiani).

Pur avendo più volte percorsa la regione intorno a Verzegnis ed a Cavazzo, ed avendo pure visto anche quella di Ampezzo, devo dire che non ho potuto riscontrare nei conglomerati alcuna traccia sicura di dislocazioni. È vero che gli strati sono inclinati, ma la loro inclinazione corrisponde costantemente a quella generale della valle ed inoltre la pendenza non è mai così forte da non poter essere attribuita alla pendenza originaria di un deposito deltizio. Ma non tanto riguardo all'origine di questi depositi, quanto invece riguardo all'età, v'è sopratutto discordanza di vedute fra il GORTANI e il BRÜCKNER.

Quest'ultimo aveva basato il suo riferimento cronologico sopra un'osservazione compiuta nei dintorni di Ampezzo, dove aveva scoperto sotto al conglomerato una morena di fondo (1). Il GORTANI però, visitando la medesima località segnalata dal BRÜCKNER e ritrovando la morena in questione, ebbe a notare che anch'essa a sua volta poggiava sul conglomerato, per cui pensò che sull'altipiano di Ampezzo vi fossero due tipi diversi di conglomerato sovrapposti, uno fluviale e preglaciale, l'altro glaciale e, per quanto si può desumere, Vurmiano. Senza aver fatto ricerche particolari nella località in discussione, già notevolmente lontana dal bacino della Fella, credo tuttavia di dovere osservare che non mi sembra esclusa dalle osservazioni del GORTANI l'età interglaciale di una parte almeno del conglomerato di Ampezzo; poichè se le morene vurmiane lo ricoprono, ciò significa solo ch'esso è prevurmiano, ma non per questo necessariamente preglaciale. Il fatto poi che i depositi glaciali e fluvio-glaciali soprastanti al conglomerato sieno pure cementati, e abbastanza tenacemente, mentre le morene vurmiane comunemente sono sciolte ed anzi freschissime, indurrebbe proprio a pensare ad un'età interglaciale delle alluvioni fluvio-glaciali cementate ed a un'età rissiana della morena se-

(1) Op. cit. (*61*), pag. 1023.

gnalata dal Brückner. Il conglomerato sottostante dovrebbe quindi essere prerissiano e verosimilmente mindel-rissiano.

Credo opportuno osservare che una sovrapposizione abbastanza simile a quella or ora supposta pare si ripeta anche nell'ambito dell'anfiteatro morenico del Tagliamento [1]. Occorre poi aggiungere che il Gortani segnala recentemente delle morene cementate rissiane in Val Degano poggianti su roccia in posto (*32*). Il riferire del resto al Preglaciale i conglomerati in parola anche prescindendo dal fatto che i ghiacciai di almeno due fasi, quand'anche non si vogliano ammettere quattro avrebbero dovuto rispettarli, contrasta con altre osservazioni relative all'altezza del fondovalle preglaciale. In vari punti la base del conglomerato è poco elevata sul livello del fondovalle attuale per cui assumendo l'altezza del primo come fondovalle preglaciale si verrebbe ad ammettere che l'erosione del fondo da quell'epoca sino ai nostri giorni, sia stata assolutamente trascurabile.

Quanto all'origine dei conglomerati del bacino della Fella, mi accordo con l'ipotesi del Brückner di un grande lago interglaciale nel bacino d'Osoppo che aveva lo specchio a circa 490 m. e che quindi penetrava nella Val della Fella fino alla stretta del Ponte Peraria, oltre la quale mancano zolle di conglomerati collegate direttamente con quelli del Tagliamento.

## Le impronte morfologiche della glaciazione rissiana.

L'esistenza dimostrata di almeno due invasioni glaciali nel bacino della Fella, può indurci a ricercare qualche impronta morfologica della glaciazione rissiana, sopravissuta a quella successiva. In realtà sotto il IV° sistema di terrazzi orografici s'incontrono degli altri livelli assai poco elevati e ad altezze piuttosto variabili da luogo a luogo che potrebbero in certo qual modo essere riferiti al Rissiano, nel senso che le terrazze rappresentino i resti della valle occupata dai ghiacciai della penultima invasione. Ma come punto di partenza per stabilire la posizione del fondovalle rissiano rispetto a quello attuale, conviene prendere la regione di Ovedasso ove, come ho dimostrato sopra, esistono resti di una morena di quell'epoca.

---

(1) V. Feruglio E. *I terrazzi della pianura pedemorenica friulana.* « Pubbl. N. 107 dell'Uff. Idrogr. del R. Magistrato alle Acque di Venezia ». Venezia 1920.

La base della morena — che poggia su roccia in posto — giace una sessantina di metri più in alto del suolo attuale della valle. Tale dunque doveva essere l'altezza del fondovalle alla fine del Rissiano nei dintorni di Resiutta. È difficile collegare però con questo fondovalle rissiano i lembi di terrazzi orografici più bassi, i quali sono in generale già troppo elevati. Essi d'altronde sembrano formare un sistema abbastanza definito e continuo a 80-100 m. sul fondovalle attuale e inoltre con essi si raccordano gran parte delle soglie rocciose che chiudono più o meno parzialmente gli sbocchi delle maggiori valli secondarie del bacino. Per riconoscere qualche traccia morfologica della glaciazione rissiana ho creduto di servirmi di un sistema inverso a quello che comunemente s'impiega. Nel caso della Val di Raccolana, ad esempio, troviamo presso lo sbocco della forra di Curite tre livelli di terrazzi orografici ben distinti. Uno, il più elevato, sta a circa 700 m. s. l. m. ed è già stato attribuito al IV° sistema, probabilmente preglaciale. Un altro si trova a 550 m. sulla destra e a 590 m. sulla sinistra. Un terzo infine giace a 425-430 m., e si continua per un certo tratto verso monte. Nell'ultimo è inciso profondamente l'alveo attuale della Raccolana che ho tutte le ragioni per ritenere post-glaciale. Nelle immediate vicinanze v'è infatti un deposito morenico che, come vedremo a suo tempo, appartiene allo stadio di Bühl. Tale deposito non scende in alcun punto al di sotto di questo livello di terrazzi che quindi rappresentano il fondovalle corrispondente su per giù al termine del Glaciale, ossia il fondovalle vurmiano. Il terrazzo soprastante potrebbe dunque rappresentare la traccia di una fase di spianamento del fondo verificatosi nel Rissiano o prima, ma in ogni modo durante il Glaciale. E poichè nel bacino del Tagliamento non si hanno per ora dati sulla esistenza di più di due glaciazioni, credo di poter attribuire questa fase di terrazzamento al Rissiano. A ciò m'induce anche il fatto delle grandi ineguaglianze del fondovalle che ne risultano col collegare fra loro i pochi lembi di terrazzi presunti rissiani, ineguaglianze proprie di un fondovalle glaciale. Se al Rissiano appartiene il terrazzo di Stav. Billizzis (550 m.) presso Raccolana, v'appartiene allora anche quello di Case Raunis (561 m.) sopra Chiusaforte, quello inferiore di Costa Molino (620 m.) e probabilmente qualche altro intorno a Dogna.

In complesso però non si riesce a distinguere nel bacino della Fella le due valli glaciali, vumiana e rissiana. D' altra parte il fatto che anche il fondovalle rissiano non presenti che una piccola differenza di livello rispetto a quello vurmiano, come si vedrà meglio a suo tempo, induce a pensare che lo sviluppo della glaciazione rissiana non sia stato superiore a quello della glaciazione successiva.

Questa conclusione trova appoggio in alcune considerazioni del Marinelli (*49*) e del Brückner relativamente ai terrazzi della valle della Torre (*Die Alpem im Eiszeitalter* (*61*), pag. 1013) per cui anche in quella zona vi sono indizi che l'espansione rissiana non è stata affatto maggiore di quella successiva.

Ed a questo proposito potrebbe essere sufficiente a spiegare il relativamente scarso sviluppo della glaciazione rissiana la considerazione che ancora non fosse terminato il moto di sollevamento della regione, e quindi la montagna rispetto alla fase successiva fosse stata forse di qualche poco più bassa. Con argomenti di questo genere potrebbe trovare anche una spiegazione la mancanza di resti di glaciazioni anteriori al Rissiano; ossia supponendo che in quell'epoca o la regione non fosse stata ancora abbastanza elevata da raggiungere o da superare di molto il limite climatico delle nevi permanenti e quindi, che i ghiacciai avessero avuto uno sviluppo inferiore a quello delle fasi successive.

Quanto poi ai movimenti dei ghiacciai nelle valli del bacino durante il Rissiano, può essere presa per base la ricostruzione che verrà fatta per la glaciazione successiva. Si può solo osservare che probabilmente alcune comunicazioni fra valle e valle non erano ancora aperte, poichè la degradazione non aveva forse ancora determinato tutte le insellature che furono più tardi superate ed accentuate dai ghiacciai vurmiani.

Questo fatto potrebbe rendere conto anche della mancanza nei conglomerati del Tagliamento ritenuti interglaciali riss-vurmiani, di erratici di provenienza molto lontana (graniti) che pure sono presenti nelle morene dell'ultima glaciazione.

### Il bacino della Fella nell' Interglaciale riss-vurmiano.

I pochi resti dei depositi morenici e alluvionali prevurmiani salvatisi dalla distruzione dell'ultima invasione glaciale, non permettono molte induzioni sull'ambiente e sui fenomeni

precedenti alla glaciazione vurmiana, ma pure danno qualche indizio su di essi che pur giova mettere in evidenza.

La presenza qua e là di potenti depositi di alluvioni fluvio-glaciali conservati nei punti più protetti naturalmente dall'erosione, lascia comprendere che dopo il ritiro dei ghiacciai rissiani, la valle, rimasta ingombra da abbondante sfasciume morenico, fu percorsa dalle acque di sgelo che rimaneggiarono i materiali morenici distribuendoli più o meno uniformemente sul fondo, in modo da uguagliarne le irregolarità dovute all'esarazione glaciale.

Qua e là si dovettero avere dei ristagni d'acqua più o meno estesi e profondi, come quelli di cui già ho fatto cenno. Il maggiore di questi però si trovava più a valle, nel campo di Osoppo, ma un suo ramo doveva penetrare nella valle della Fella sino all'altezza circa della stretta di Ponte Peraria. Naturalmente questo ramo fu col tempo interrato dai corsi di acqua che rimaneggiavano l'abbondante materiale morenico sparso sui fondi valle.

Alla fine dell'Interglaciale, già doveva essere avvenuto un generale assettamento del fondovalle: fondo relativamente ampio e piano costituito da spessi depositi fluvioglaciali terrazzati e ricoperti presso le pareti della valle da coni e falde di detriti.

## Il bacino della Fella durante il Vurmiano.

Sino a questo momento nel trattare i vari argomenti ho seguito costantemente il metodo induttivo, perchè in generale mi pare più adatto alle ricerche geo-morfologiche. Trattando però del Glaciale vurmiano e date le particolari condizioni orografiche del bacino della Fella, ho trovato più utile iniziare con alcune considerazioni deduttive, allo scopo di presentare direttamente e dal principio l'ambiente nelle sue condizioni speciali per modo che riescissero più naturali e quasi obbligate le riscostruzioni successive.

Giova infatti avvertire fin d'ora che la corrente gelata che occupava durante le fasi glaciali del Neozoico la Val della Fella, non era che un ramo intermedio del grandioso e complicato sistema di ghiacciai delle Alpi sud-orientali, che de-

fluivano verso la pianura friulana e verso le depressioni di Klagenfurt e di Radmannsdorf.

In tali condizioni il bacino della Fella rappresentava una regione di transito dei ghiacci che provenivano dalle sue cime gelate e, per trasfluenza, dalle valli contigue e ch'esso convogliava nel grande ghiacciaio tilaventino.

Lo sviluppo e il regime del nostro ghiacciaio, erano quindi sensibilmente influenzati dalle particolari e momentanee condizioni degli altri ghiacciai con cui esistevano più intimi e vasti contatti.

Con questa premessa, lo studio dei fenomeni glaciali del bacino della Fella viene ad essere parzialmente assoggettato ai risultati di altri studi del genere relativi alle regioni circostanti e al sistema glaciale complessivo del Tagliamento di cui la nostra regione fa parte integrante; dai quali risultati potrà dipendere anche la correttezza di alcune deduzioni.

### Sistemi d'alimentazione del ghiacciaio della Fella.

Oltre alle masse di ghiaccio che dalle regioni poste al di sopra del limite climatico delle nevi scendevano ad alimentare il ghiacciaio della Fella, occorre rivolgere la nostra attenzione ad un altro genere d'alimento, ossia a quello che poteva provenire da rami di trasfluenza dei ghiacciai collaterali. Di questi, l'unico che per considerazioni orografiche poteva essere in grado d'inviare dei rami nel bacino della Fella, era il ghiacciaio della Zeglia alimentato dai ghiacci di una regione vastissima e abbastanza elevata.

Quanta importanza possa avere la distinzione dei due sistemi d'alimento nella valutazione anche approssimativa della loro entità, risulta chiara allorchè si consideri il nostro ghiacciaio nelle fasi iniziali di avanzata o in quelle di ritiro, quando cioè incominciava a ricevere o gli veniva a mancare d'un tratto il contributo di ghiacci proveniente dal nord.

### Centri di glaciazioni autoctone del bacino della Fella.

Per riconoscere quali erano le zone che durante le fasi glaciali fornivano direttamente l'alimento al ghiacciaio della Fella e valutarne l'importanza, occorre riferirsi al limite climatico delle nevi di quel tempo ed alla configurazione morfologica delle regioni soprastanti a tale limite.

È infatti notorio che tutte le regioni poste al di sopra del limite climatico delle nevi permanenti sono in grado, qualora a ciò non s'oppongano le condizioni morfologiche della montagna, di produrre e di alimentare dei ghiacciai.

Per le condizioni particolari del ghiacciaio della Fella, tributario di uno maggiore, vengono a mancare gli elementi migliori per il calcolo del limite climatico delle nevi nel Glaciale o per dir meglio nel Vurmiano, fase alla quale converrà sempre riferirsi in questo genere di valutazioni, per cui sarà necessario attenerci ai risultati conseguiti da altri studiosi sulle regioni più prossime.

Il Brückner (*Die Alpe im Eiszeitalter*, pag. 1015-16) riferendosi a quattro piccoli ghiacciai indipendenti del versante Nord della catena Chiampòn-Cuel di Lanes scoperti dal Marinelli (*46-47*), calcolò a 1300-1350 m. l'altezza del limite climatico delle nevi nel Vurmiano per la Regione Prealpina Carnica e Giulia, altezza che corrisponde su per giù all'altezza media della superficie dei ghiacciai. Per la regione più interna, il limite climatico delle nevi non doveva essere molto diverso, quantunque dalle osservazioni generali del Marinelli sull'andamento dell'attuale limite climatico nelle Alpi Venete (*51*) si dovrebbe ritenere leggermente più elevato. Si potrebbe allora accettare la cifra maggiore, 1350 m., se un altro argomento non ne consigliasse una leggera correzione.

Il Brückner giungeva, come per le altre regioni delle Alpi, anche nel bacino del Tagliamento, alla conclusione che nel Vurmiano il limite climatico delle nevi era 1200 m. più basso di quello attuale, attribuendo alla regione del Canin un limite climatico attuale delle nevi di 2500 m. Secondo i calcoli più recenti e precisi del Marinelli (*51*) tale altezza va però ridotta a 2450 m., da cui si ricaverebbe per il Vurmiano un'altezza di 1250 m. Associando i due risultati si può quindi ritenere che nel bacino della Fella durante il Vurmiano il limite climatico delle nevi s'aggirasse intorno a 1300 m.

Segnando sopra un lucido le superficie racchiuse dalla isoipsa 1300, si può così all'ingrosso riconoscere la posizione e l'estensione delle regioni d'alimento del ghiacciaio della Fella e, in base alle condizioni morfologiche più o meno propizie allo sviluppo di ghiacciai, si potrà determinare con una certa approssimazione anche l'importanza. Naturalmente la configurazione di queste zone durante Glaciale era leggermente diversa da quella attuale, ma tenendo conto di quanto è stato detto nella prima parte del presente lavoro e limitandoci alle linee generali, si potranno avere dei risultati sufficientemente approssimati.

Il centro di alimentazione più meridionale del nostro bacino è rappresentato dalle catene dei Musi e del Plauris, di

cui però solo il versante nord forniva ghiacci al bacino della Fella.

Relativamente ristretta è la superficie compresa nell'isoipsa 1300 (circa 11 kmq.) (1) che per di più in nessun punto raggiunge i 2000 m.

In compenso però la morfologia e sopratutto l'esposizione e le condizioni meteorologiche di questo centro d'alimentazione, appaiono assai favorevoli allo sviluppo di ghiacciai. Ne fanno fede i circhi e valloni che si osservano in vari punti del versante settentrionale e che certamente durante il Glaciale dovevano funzionare da bacini di raccolta delle nevi, come non sarà fuori di proposito ricordare che anche attualmente, in alcune conche più riparate, la neve si conserva non di rado per tutto l'anno.

La massima parte dei ghiacciai del versante nord delle catene dei Musi e del Plauris, scendevano verso la valle di Resia, alcuni verso la valle d'Uccea.

Assai meno importante come centro d'alimentazione, doveva essere invece il rilievo dell'Amarianna, sia per la sua forma piramidale, quanto per la sua piccola elevazione (1906 m.). La superficie compresa nella curva 1300 ammonta infatti a circa 2 kmq. Sul versante settentrionale, tuttavia, si nota un piccolo circo che doveva alimentare il ghiacciaio della Val Varùvola.

Anche il gruppo del Sernio, compreso solo in parte nel bacino della Fella, non presenta condizioni troppo favorevoli alla raccolta delle nevi. Mancano al di sopra di 1300 m. conche un po' ampie o superficie poco inclinate abbastanza vaste, nè le

---

(1) Questa cifra e quelle analoghe che verranno riferite più avanti, sono state calcolate planimetricamente sulle carte al 100.000.

Per avere dati meno inesatti sarebbe stato necessario procedere al calcolo della superficie reale, anzichè di quella in proiezione orizzontale, trattandosi di regioni montuose in cui le differenze fra le due superficie sono assai forti. Ma le nostre carte, anche di grande scala (1:25.000), non rappresentano con curve di livello le superficie che hanno una pendenza assai forte e in genere quelle molto scoscese e frastagliate, per cui trattandosi proprio di regioni che si trovano quasi sempre in tali condizioni, ho dovuto rinunciare di necessità a calcoli di questo genere. In ogni modo anche le cifre ottenute col semplice calcolo planimetrico, possono servire abbastanza bene quando vengano impiegate solo come elementi di confronto tra le varie zone. Per le ragioni anzidette non mi è stato possibile calcolare l'altezza media della superficie posta al di sopra di 1300 m. che avrebbe potuto fornire un buon elemento di giudizio in questo genere di determinazioni.

sue condizioni d'esposizione lasciano intravvedere la possibilià di un forte accumulo di nevi. La superficie soprastante a 1300 m. ammonta a circa 14 kmq. (entro i limiti del bacino della Fella) e supera i 2000 m. solo in pochi punti, intorno alla cima del Sernio (2190 m.) e alla Creta Grauzaria (2066 m.). Una certa importanza, quali bacini di raccolta delle nevi potevano tuttavia avere il Foran da le Gialine, il ripiano dei Cimadôrs e l'alta Val del Glagnò.

Maggiore importanza sotto il nostro punto di vista presenta il gruppo del Zuc del Boor, di cui circa 33 kmq. di superficie giacciono al di sopra di 1300 m.

Mancano però anche in questo gruppo condizioni morfologiche adatte alla formazione di estesi campi di neve per la forte inclinazione dei pendii nelle zone elevate della montagna e per la sottigliezza della cresta. Come elementi di sfavore s'aggiungono ancora l'orientamento di questa da SSE a NNO e la posizione del gruppo in una zona di non grande piovosità.

Per l'opposto, il considerevole frazionamento del rilievo se impediva la formazione di grandi distese di ghiaccio, favoriva lo sviluppo di piccoli, ma numerosi ghiacciai alimentati in buona parte da valanghe, come nel caso della Val Alba, delle valli del R. Simòn, del R. Ponte di Muro e del Gleriis.

In condizioni molto diverse si trova invece il gruppo del Canin, per quanto solo una parte (30 kmq.) della regione superiore al limite climatico delle nevi nel Glaciale, sia compresa entro i limiti del nostro bacino. Essa però ha il vantaggio dell'esposizione settentrionale e giace in una delle zone di grande piovosità. Ma sopratutto la configurazione delle aree più elevate della montagna, permette di riconoscere con sicurezza l'importanza di essa quale regione d'alimento dei ghiacciai. Sul vasto altipiano che si stende al di sopra di 1800 m. le nevi potevano facilmente accumularsi, durante le fasi glaciali, in quantità enorme, sino a dare origine ad una grandiosa raccolta di ghiaccio non molto diversa da quella che attualmente incappuccia la cima del M. Bianco. Da essa varie lingue dovevano fluire verso la Val d'Isonzo, verso la Val di Raccolana e verso la Val di Resia.

A queste due ultime, altri contributi di ghiaccio provenivano poi dalla catena del Sart, in cui, verso ovest, troviamo l'altipiano del Sart (Tanasart) sufficientemente elevato per per-

mettere lo sviluppo di nevai e di ghiacciai, verso nord i circhi del Sart (Sacs dal Sart).

In condizioni analoghe alla catena del Sart si trova la catena del Montasio che, per essere compresa quasi per intero nel bacino della Fella, rappresenta uno dei più importanti centri di glaciazioni locali.

In essa circa 85 kmq. di superficie si stendono al di sopra di 1300 m. e numerose cime e creste raggiungono e superano i 2000 m. Sul versante meridionale, l'altipiano del Montasio rappresenta un'importante zona di raccolta delle nevi ed è certo che su di esso durante il Glaciale esisteva un grande ghiacciaio locale tributario di quello della Raccolana. Il versante settentrionale, in grazia dell'esposizione favorevole e della presenza di amplissimi bacini di raccolta quali quello della Spragna, della Saprasca e del R. Freddo nutriva grandi ghiacciai locali fluenti verso nord, ed altri minori si potevano formare anche nei numerosi valloni che solcano la montagna verso la Val di Dogna.

Assai minòre importanza, come centri d'alimentazione, posseggono la catena del Jôf di Miezegnòt e la Piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger).

Nella prima avevano sviluppo solo piccoli ghiacciai locali alimentati dalle nevi raccoltesi nei circhi che ancora si conservano su ambedue i versanti. Dal secondo un ghiacciaio locale scendeva da un ampio circo verso nord nella valle del R. Lussari.

Rimane ancora da esaminare la Catena Carnica che limita a tramontana il nostro bacino. Essa presenta in generale sia dal lato morfologico quanto da quello metereologico, condizioni d'ambiente assai più sfavorevoli allo sviluppo di glaciazioni locali di quasi tutte le zone montuose ricordate avanti (1). E tali condizioni di sfavore vanno per lo più aumentando da ovest verso est, corrispondentemente al deprimersi della catena in quella direzione; per cui gli unici centri d'alimentazione d'una certa importanza, si vengono a trovare presso l'angolo nord-occidentale del bacino.

Qui troviamo la Creta di Aip (2282 m.) col suo altipiano

(1) La superficie superiore a 1300 m. e compresa nel bacino della Fella ammonta a circa 75 kmq.

caratteristico in cui si doveva ripetere, in minori proporzioni, il tipo di glaciazione del Canin.

Poco diversi dovevano del resto essere anche i ghiacciai che scendevano dal M. Cavallo (Rosskofel, 2234 m.) e dal M. Gàrtena (2195 m.), il quale, per quanto posto a nord dello spartiacque, mandava, come si può facilmente riconoscere anche solo dalla disposizione dei rilievi, una parte dei suoi ghiacci nel bacino della Fella. Poco più a sud s'eleva al di sopra di 1300 m. una stretta plaga che comprende la parte culminante della catena del Germula, ma che non poteva formare una regione d'alimento di qualche importanza — eccetto forse il M. Germula (2130 m.) — per la sua scarsa elevazione e per la poco adatta configurazione morfologica.

Il tratto della Catena Carnica che s'allunga a oriente del M. Gàrtena, è formato per lo più da cime arrotondate di cui due sole toccano appena i 2000 m. d'altezza, e, almeno a giudicare dalla morfologia, non si possono riconoscere condizioni favorevoli allo sviluppo di grandi glaciazioni locali, alle quali poco si presterebbero del resto anche le condizioni meteorologiche (esposizione sud e zona di scarsa piovosità).

Se ora passiamo a considerare l'influenza complessiva di questi centri di glaciazioni autoctone nello sviluppo dei ghiacciai del bacino della Fella, troviamo che non in tutte le valli secondarie si sarebbero potuti formare dei grandi ghiacciai vallivi col solo contributo dei nevai soprastanti e che quindi solo alcune di queste valli erano in grado di fornire al ghiacciaio principale un alimento veramente notevole.

Di queste certamente la più importante è la Val di Raccolana, nella quale confluivano una parte dei ghiacciai del versante settentrionale del Canin e quelli del versante meridionale Montasio.

Nella Valle di Resia, minore, ma tuttavia ancora abbastanza rilevante, doveva essere il contributo di ghiacci proveniente in parte dal Canin, in parte dalla catena del Sart e in parte da quelle del Musi e del Plauris, contributo il quale certamente era in grado di alimentare un ghiacciaio di valle. Più scarso invece, ma difficilmente determinabile, era l'alimento proveniente al ghiacciaio della Fella dalla Val Pontebbana e da quella di Dogna, in cui non si possono riconoscere, come s'è visto, grandi bacini di raccolta delle nevi. Del tutto insigni-

ficante risulta lo sviluppo di glaciazioni autoctone nella Val d'Aupa alle quali non si potrebbe certo attribuire la formazione di un grande ghiacciaio vallivo, e non molto diverse potevano essere le condizioni della Val del Glagnò. Parecchie valli minori invece dovevano ricettare dei ghiacciai proporzionalmente grandi come la Val Bruna, la valle di Studena, la valle di Ponte di Muro, la Val d'Alba.

In conclusione, si vede che il maggior alimento al ghiacciaio della Fella proveniva dalle sue confluenti di sinistra e specialmente da quelle meridionali o in altre parole dalla parte sud-orientale del bacino.

Riferendomi quanto sarà detto a proposito delle condizioni meteorologiche del nostro bacino nel capitoletto seguente, non sarà senza importanza rilevare che proprio da questo lato si trova la zona di massime precipitazioni. Ciò serve a confermare la conclusione cui sono arrivato, poichè all' esame dei centri autoctoni d' alimentazione il fattore al quale ho dato il maggior peso è stato quello morfologico. Associandosi quindi ad esso quello meteorologico viene ad essere aumentata maggiormente l'importanza di tale zona come centro d' alimentazione del ghiacciaio della Fella.

A meglio spiegare quanto ho esposto sui centri di glaciazioni autoctone e quanto verrò trattando più avanti, e dato che in fin dei conti si tratta di fenomeni essenzialmente climatici, credo utile aggiungere qui, quale appendice a questo capitoletto, un riassunto sulle condizioni meteorologiche del bacino.

**Cenni meteorologici.** — I fattori climatici che presentano nel caso nostro maggiore interesse, inquantochè esercitano un' influenza più diretta sul limite delle nevi permanenti, sono la temperatura e le precipitazioni.

Sulla prima i dati che si posseggono sono piuttosto scarsi e, senza riferirli per intero (1), mi servirò di alcuni di essi come confronto. Riunisco pertanto nella tabella che segue alcune medie interessanti, relative a quattro stazioni comprese o molto prossime al bacino della Fella.

---

(1) Cfr. DESIO A. *Aria e temperie...* (*16*).

| | Tolmezzo<br>331 m. | Pontebba<br>573 m. | Campo-rosso<br>790 m. | Cave del Predil<br>881 m. |
|---|---|---|---|---|
| Media gennaio | — 0.3 | — 1.9 | — 4.1 | — 2.9 |
| Media luglio | 21.2 | 19.2 | 13.7 | 13.5 |
| Media annua | 10.5 | 9.1 | 5.3 | 5.1 |
| Minima assoluta | — 11.8 | — 15.7 | — 18.6 | — 15.0 |
| Massima assoluta | 32.6 | 31.6 | 24.6 | 25.8 |

In complesso la temperatura diminuisce notevolmente da sud a nord e questa diminuzione è solo in parte giustificata dall' aumento d'altezza poichè, ridotte le medie annue al livello del mare si ottiene:

| | |
|---|---|
| Tolmezzo | 12.2 |
| Pontebba | 12.2 |
| Camporosso | 9.5 |
| Cave del Predil | 10.4 |

Una zona di freddo, indipendentemente dall' altimetria, si trova quindi nei dintorni di Tarvisio, ove si hanno le minime assolute, mentre anche le massime assolute si mantengono molto al di sotto di quelle della regione posta più a mezzogiorno (1).

Ma se facciamo dei confronti con altre località italiane poste in condizioni simili sia per altezza che per ubicazione, troviamo che la nostra regione risulta sensibilmeate più fredda. Prendiamo come esempio Pont St. Martin e Aosta in Piemonte, Vilminore in Lombardia, Auronzo nel Veneto che si trovano ad altezze paragonabili o superiori a quelle dei nostri centri e nell' interno delle valli (2).

---

(1) Questo fatto probabilmente sta in relazione con le inversioni della temperatura del fondovalle.

(2) Cfr. Roster G. *Climatologia dell' Italia*, Torino 1909.

| | Pont St. Martin m. 338 | Aosta m. 603 | Vilminore m. 1118 | Auronzo m. 871 |
|---|---|---|---|---|
| Media gennaio | 2.0 | — 0.3 | 0.1 | — 3.3 |
| Media luglio | 22.9 | 20.3 | 17.6 | 18.5 |
| Media annua | 12.4 | 10.4 | 8.4 | 7.5 |
| Minima assoluta | 8.2 | 14.0 | 12.0 | 13.0 |
| Massima assoluta | 34.2 | 35.2 | 26.9 | 27.2 |

Le differenze, come si vede, sono abbastanza forti, anche confrontando per esempio Pont St. Martin con Tolmezzo, Aosta con Pontebba, Auronzo con Camporosso, Vilminore con Cave del Predil e senza contare che le nostre stazioni sono rispettivamente meno elevate di quelle addotte a confronto.

Riguardo alle precipitazioni, i dati sono meno scarsi, ma mancano quasi completamente, come del resto quelli termici, per le località molto elevate.

Anzichè riportare le medie annue delle varie stazioni, credo sufficiente, ed anche preferibile, lo schizzo delle isoete annue, anche se, in mancanza di serie di osservazioni lunghe e continue, è stato compilato senza riduzione dei dati ad uno stesso periodo. Aggiungerò solo che la precipitazione annua media più forte si ha a Resiutta con 2724.7 mm. (7 anni), la minima a Camporosso con 1500.9 mm. (47 anni). La media annua generale per tutto il bacino ammonta a 1941 mm. per cui si può calcolare che in media cadano ogni anno sull'area di esso kmc. 1,5 di precipitazioni.

Un sguardo alla distribuzione delle piogge (fig. 12) ci permette di riconoscere un forte aumento di esse verso la zona prealpina e verso oriente. Del nostro bacino, la valle che riceve una maggiore quantità di precipitazioni è quella di Resia e la piovosità aumenta ancora verso quella di Uccea. La catena dei Musi e quella Guarda-Chila-Cóciaze si elevano nella zona di precipitazioni massime e superiori a quasi qualsiasi altra regione italiana. Anche gli altri rilievi meridionali del bacino della Fella, come il gruppo del Canin e quello del Zuc del Boor giacciono in zone di grandi precipitazioni che superano in ogni

caso i 2000 mm. annui. Questi fenomeni sono in buona parte spiegabili con la configurazione orografica della nostra regione prealpina che s' innalza come un' enorme barriera sullo sfondo della pianura friulana e provoca il condensarsi dell' umidità di cui sono ricchissimi i venti di scirocco. I quali continuano a scaricarsi sulla regione alpina esterna, molto elevata, ed arrivano assai più asciutti sulla Catena Carnica, ove si ha il minimo di precipitazioni, che però raggiungono ugualmente 1500 mm. annui (Camporosso).

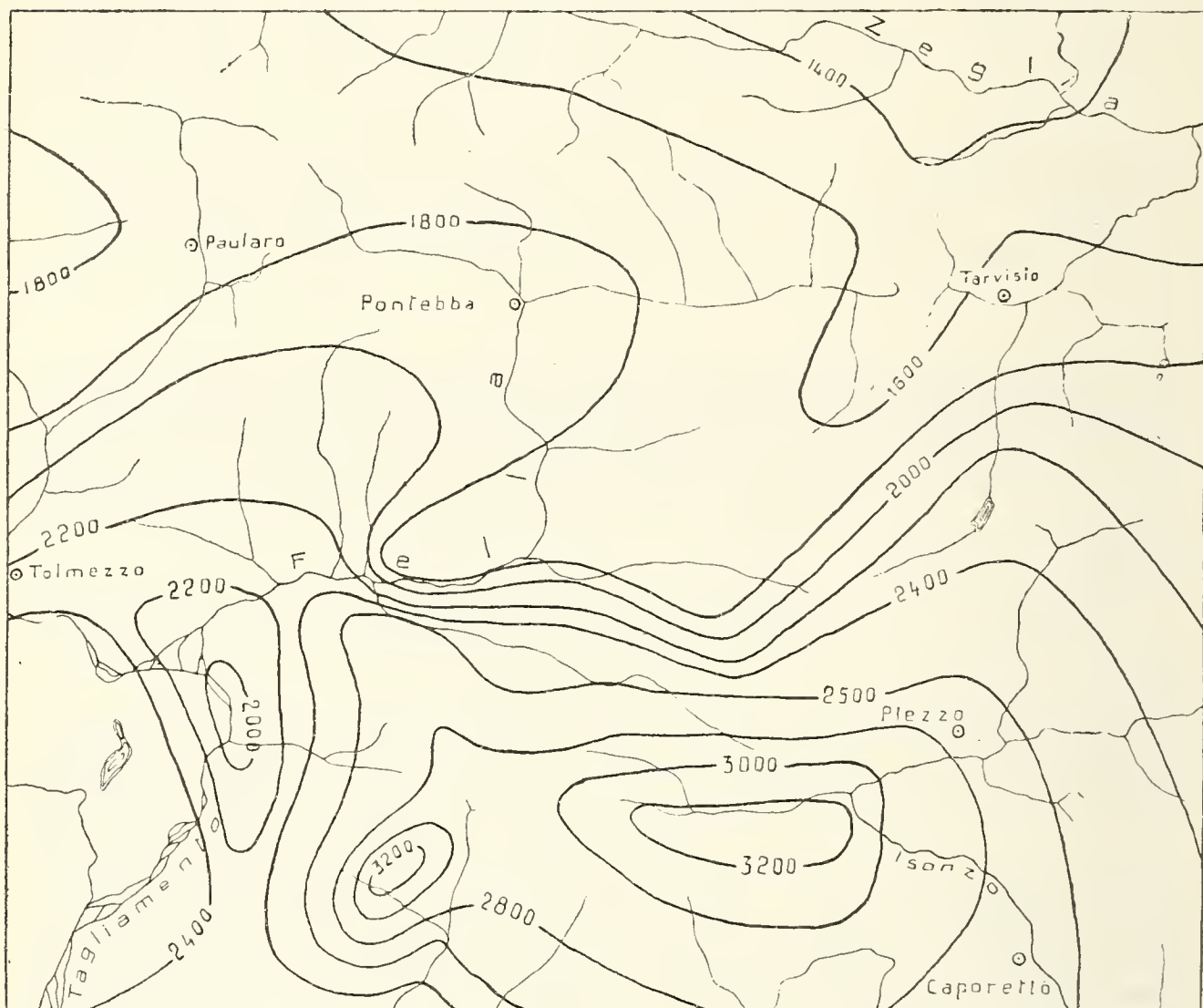



Fig. 12. — Cartina delle isoete del bacino della Fella.
(Scala 1 : 500.000).

Riguardo poi alla distribuzione delle precipitazioni nei vari mesi dell' anno, possono servire i diagrammi relativi alle stazioni di Resiutta, Chiusaforte, Pontebba e Camporosso che rivelano due massimi ben distinti nella regione meridionale e corrispondenti all' autunno e alla fine dell' inverno, il quale ultimo però tende a spostarsi ed a fondersi con quello autunnale, col procedere verso nord (fig. 13).

Come complemento ai diagrammi riporto per le quattro stazioni suddette le medie stagionali :

| | Resiutta | Chiusaforte | Pontebba | Camporosso |
|---|---|---|---|---|
| Inverno . . . | 751.2 | 352.9 | 262.4 | 248.5 |
| Primavera . . | 551.8 | 521.2 | 471.8 | 381.8 |
| Estate . . . | 558.0 | 440.7 | 533.0 | 422.5 |
| Autunno . . | 863.7 | 441.1 | 565.7 | 448.1 |

Da cui risulta abbastanza chiaramente che le precipitazioni sono distribuite con notevole abbondanza in tutte quattro le stagioni.

Fig. 13. — Diagramma della distribuzione mensile delle precipitazioni.

Di notevole interesse sarebbero stati ora dei dati relativi alle precipitazioni nevose, ma purtroppo si conoscono solamente per le stazioni di Pontebba e Camporosso. Nella prima si ha una media annua ridotta in mm. d'acqua di 1863, nella seconda di 2780. Per quanto riguarda le zone montagnose, ci si può tuttavia formare un'idea in base alla percentuale di precipitazioni nel semestre più freddo che, secondo le medie termiche, va dal novembre all'aprile. In generale durante questo semestre cade il 40-50 % delle precipitazioni. Così a Resiutta si ha il 49 %, a Chiusaforte il 45 %, a Pontebba invece il 29 %, ma a Malborghetto il 41 % e a Camporosso il 40 %.

Lasciando da parte gli altri elementi del clima che meno c'interessano, gioverà aggiungere qualche parola sul limite climatico delle

nevi permanenti. Secondo i calcoli del Marinelli (*51*), esso giace sul gruppo del Canin a 2150 m., altezza notevolmente inferiore a tutto il resto delle Alpi Venete. Secondo l'A. ciò non tanto sta in relazione con l'elevarsi delle isoterme corrispondentemente all'aumento d'altezza delle masse montuose, quanto piuttosto con la quantità e qualità delle precipitazioni che, come s'è visto, sono assai abbondanti.

Che cosa possiamo desumere da tutto questo in relazione col nostro studio? Intanto che attualmente la nostra regione si trova in condizioni metereologiche molto favorevoli allo sviluppo dei ghiacciai rispetto alle altre regioni alpine e se questi sono poco numerosi (complessivamente quattro) e di esigue dimensioni, ciò dipende dalla scarsa elevazione delle masse montuose. Ma s'è anche visto che la configurazione orografica ha una parte importante quale elemento passivo del clima e si può aggiugere che del tutto simile doveva essere, come del resto vedremo, durante il Glaciale. A parità di condizioni altimetriche, dunque, la nostra regione anche durante quell'epoca, molto verosimilmente possedeva condizioni più favorevoli allo sviluppo dei ghiacciai di moltissime altre regioni alpine. Ma delle differenze si possono rilevare anche fra le varie parti del bacino della Fella. Se possiamo supporre, come mi sembra lecito, che le differenze meteorologiche fra luogo e luogo fossero nel Glaciale su per giù uguali a quelle d'oggi ed osservando che il limite delle nevi allora si trovava 1200 m. più in basso e quindi anche le catene prealpine rimanevano in buona parte al di sopra, ne risulta che in queste lo sviluppo dei ghiacciai doveva essere proporzionalmente maggiore che non in quelle assai più interne, come ad esempio la Catena Carnica, e che in genere le condizioni meteorologiche di favore allo sviluppo dei ghiacciai aumentavano da nord a sud e da ovest a est, corrispondentemente all'aumento delle precipitazioni, le quali, come s'è detto, attualmente forniscono una delle caratteristiche più importanti, sotto il nostro punto di vista, al clima.

### Altezza massima raggiunta dal ghiacciaio nella Val Canale.

Per meglio determinare l'andamento dei fenomeni di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia nella Val Canale, gioverà innanzi tutto stabilire l'altezza della superficie del ghiacciaio della Val Canale.

Il Brückner (1) osservò un piccolo accumulo morenico 60 m. sotto la cima del Göriacher Alm (1695 m.), e un'altra morena a 1640 m.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1006.

sul M. Florianca. Sulla cima del Pèc lo stesso BRÜCKNER raccolse un ciottolo di porfido.

Secondo le mie osservazioni, le morene sul Göriacher Alm non superano i 1600 m., ma gli eratici arrivano anche un po' più in alto (1650 m. circa). La supposta morena del Florianca, che dovrebbe trovarsi presso la cima (1646 m.), non è che conglomerato dell'Anisico un po' sfatto. Sul lato occidentale e meridionale della montagna si trovano tuttavia dei depositi morenici a 1450 m.

Tipici arrotondamenti glaciali si osservano sul Piccolo Schober vicino alla sommità (1651 m.).

In complesso si può calcolare che la superficie del ghiacciaio raggiungesse nei dintorni di Tarvisio 1700 m. d'altezza, cifra già proposta anche dal BRÜCKNER.

Più ad occidente troviamo del morenico sparso sul fianco orientale dello Stabet (1627 m.) sino a circa 1570 m. e su per giù alla medesima altezza sul M. Granuda. Ambedue questi monti sono stati però completamente ricoperti dai ghiacciai, come si può riconoscere dalle lisciature e dall' arrotondamento subito. Una tipica morena si trova a Forcella Bieliga (1476 m.), sullo spartiacque fra la Val Fella e la Val di Dogna (fig. 21), ma gli erratici sono sparsi anche sul dosso che sorge più a occidente, il quale è completamente arrotondato fino alla sommità (1691 m.).

Gli arrotondamenti glaciali salgono sul lato opposto della sella, sotto Cima Sechièz (1840 m.), sino a 1690 m.. D' altra parte a Forcella Cuel Tarond (1740 m.) fra la Cima Sechiez e il Cuel dai Pez, non vi sono tracce distinte di modellamento glaciale.

Si può quindi ritenere che l' altezza massima raggiunta dal ghiacciaio nei dintorni di Lusnizza s' aggirasse intorno a 1700 m.

### Trasfluenze del ghiacciaio della Zeglia nel bacino della Fella.

Se si pone a confronto la grande potenza del ghiacciaio che occupava la Val Canale con l' entità, relativamente piccola, dei centri di glaciazioni autoctone tributari di essa (alta Val Bruna, catena del Jôf di Miezegnòt), si nota una sensibile sproporzione, che poteva solo essere compensata da un trasbordo di ghiacci della Val Zeglia nella Val Canale. Questo

fenomeno del resto trova numerose conferme sia nella configurazione di alcune insellature del tratto della Catena Carnica che separa la Val Canale dalla valle della Zeglia, sia nella natura degli erratici sparsi sul versante di mezzogiorno della suddetta catena. Ma un buon elemento di giudizio si può avere anche nella altezza della superficie del ghiacciaio della Zeglia fra Dellach e Arnoldstein.

Dalle ricerche del Gortani nel bacino della But [1] risulta che durante le massime espansioni glaciali, fu sorpassato dal ghiacciaio della Zeglia il passo di Pramosio che s' eleva a 1791 m.

Secondo il Brückner [2], i più alti erratici abbandonati dal ghiacciaio della Zeglia nei dintorni del Pramollo (Nassfeld), giungono sino a 1640 m. e a 1650 m. ne segnalò il Penck [3] sul versante occidentale dell' Alpe di Villacco (Dobrač).

Ma ancora sulla Catena Carnica, ho potuto osservare del morenico sparso sino a 1622 m. sul versante settentrionale della Cima di Mezzo (Mitterwipfel) che per la natura dei materiali e per la sua posizione non può essere stato deposto altro che dal ghiacciaio della Zeglia. D' altronde la sella dell'Alpe dell' Östernig, che giace a 1720 m., non presenta alcuna traccia di depositi morenici di provenienza allogena, nè indizi sicuri di trasfluenze.

Sul M. Gheria (Göriachen Alm, 1695 m.), a nord di Tarvisio, materiali morenici di provenienza allogena, arrivano, come s' è visto, un po' sopra 1600 m.

Si può quindi concludere che la superficie del ghiacciaio della Zeglia raggiungeva, durante le fasi di massima espansione, un' altezza di 1800-1750 m. fra Dellach e Tröppelach e di 1750 1700 m. fra Tröppelach e Arnoldstein. Con questi elementi è abbastanza facile stabilire le principali trasfluenze del ghiacciaio della Zeglia verso il bacino della Fella.

Lasciando per ora da parte l' eventuale trasfluenza di ghiacci attraverso il passo Casòn di Lanza che interessa più direttamente il ghiacciaio della Val Pontebbana, un potente ramo del ghiacciaio della Zeglia penetrava nella valletta del

---

(1) *I bacini della But, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia*, (*29*), pag. 33.
(2) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1007.
(3) Ibid. pag. 1069.

R. Bombaso attraverso il Passo di Pramollo (Nassfeld) come già dimostrarono il Prohaska (*63*) e il Brückner (*61*). Io ritengo però, dopo quanto è stato detto sopra relativamente all' altezza della superficie dei ghiacciai della Zeglia e della Fella (Val Canale), che questo ramo raggiungesse una larghezza di 1 km. e un' altezza sul mare di circa 1750 m. (secondo il Brückner 1640 m.) e quindi una potenza massima di oltre 200 m., che giustifica la intensa erosione glaciale subìta dalla regione del Pramollo. Ad alimentare questo ramo contribuiva anche il ghiacciaio locale del M. Gàrtena.

A oriente del Pramollo troviamo il passo di Garnitzen (1674 m.) — sul quale il Prohaska (*63*) rinvenne un blocco di conglomerato carbonifero — che fu certamente sorpassato dai ghiacci, ma non tanto da quelli della Zeglia, al cui movimento in tal direzione faceva ostacolo il M. Gàrtena, quanto invece dai ghiacciai locali del Gàrtena stesso.

Seguitando verso oriente si riconoscono altre due importanti zone di trasfluenza nelle selle del Schölterköfele (1416 m.) e della Cima di Mezzo (1460 m.) cosparse di materiali morenici. Attraverso la prima penetrava un ramo del ghiacciaio che occupava la Garnitzen Graben e ch' era in parte alimentato dai nevai del M. Gàrtena. Sulla sella, il ghiacciaio aveva una larghezza di circa 1200 m., e uno spessore di almeno 200 m. Per l' altro passo s' incanalava un ramo del ghiacciaio della Zeglia di pari importanza, ed ambedue confluivano, circondando il M. Zil (Zielkopfl 1824 m.), nell' alta valle del R. Bianco.

Fra la Cima di Mezzo ed il Poludnig (2000 m.), si aprono altre due selle: quella di Kersnitzen (1541 m.) e della Schlofshütte (1446 m.) rivestite da morene e profondamente modellate dai ghiacciai.

Sul dosso della Plagna (1712 m.) che separa le due selle, gli erratici salgono fin sopra 1600 m., ma è molto probabile che anch' esso sia stato ricoperto da un leggero strato di ghiaccio. La colata perciò avrebbe avuto una larghezza complessiva di 1800 m. all' incirca e uno spessore, massimo, sulla sella della Schlofshütte, di 250 m. Con questo ramo, che scendeva nel vallone di Malborghetto, confluiva presso « la Chiusa » un altro proveniente dal ghiacciaio della Zeglia attraverso la valletta del Kesselwald, ingombra di materiali morenici, e la insellatura (1478 m.) che separa il Poludnig dalla Cima Bella

(Schönwipfel 1910 m.). L' altezza del ghiacciaio in questa zona non doveva essere inferiore a 1700 m., perchè fu da esso sorpassata anche la selletta fra la Cima Bella e il Sagran (1930 m.), che raggiunge 1693 m., per cui si può calcolare che la potenza del ramo proveniente dalla Kesselwald ammontasse a circa 220 m. e possedesse una larghezza di un chilometro e mezzo. Anche per la Sella di Lom (1464 m.) giungeva nella Valle di Ugovizza un ramo del ghiacciaio della Zeglia, largo quasi 1 km. e potente circa 230 m., che abbandonava una grande massa di materiale morenico e modellava tipicamente la sella (fig. 14).

A oriente dell' Òsternig il crinale della Catena Carnica fu sorpassato quasi dappertutto, come rivelano i detriti morenici

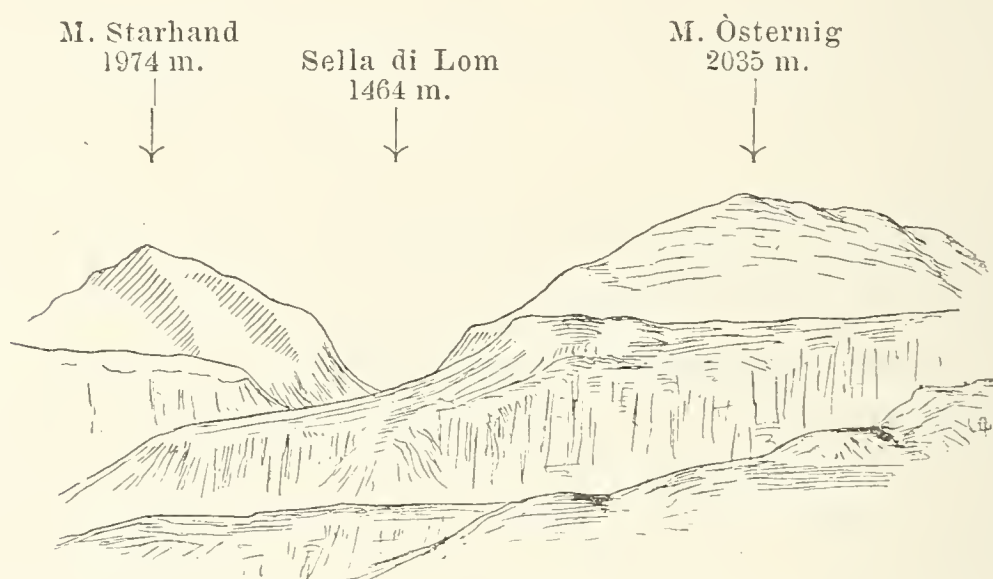



Fig. 14. — Modellamento glaciale e terrazze intorno alla Sella di Lom (Catena Carnica).

e gli erratici, e dal mare di ghiaccio emergevano solo le cime più elevate come quelle del Gozman (1751 m.), del M. Acomizza (Achomitzer B. 1812 m.), del Capin (1736 m.) del Gheria (1693 m.).

Da questo rapido esame si può avere un' idea della grandiosità dei fenomeni di trasfluenza attraverso la Catena Carnica e della loro importanza nell' alimentazione e nel regime del ghiacciaio della Fella, il quale, col solo contributo fornito dalle glaciazioni locali, non avrebbe potuto assumere quella maestosità che ci è rivelata dalle numerose impronte da esso lasciate nella nostra regione e che ora passeró a descrivere.

## Depositi morenici nelle valli secondarie della Catena Carnica Orientale.

Nella descrizione delle morene e degli erratici che meglio di altri resti glaciali forniscono dei dati per stabilire l'estensione e i movimenti degli antichi ghiacciai, prendo le mosse dalla Catena Carnica attraverso la quale, scaricandosi vari rami di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia, giungevano nel nostro bacino frammenti di rocce caratteristiche del versante settentrionale della catena stessa. Inoltre la mancanza o la grande ristrettezza dei centri di glaciazioni autoctone che abbiamo constatato precedentemente, appare un elemento di favore alla conservazione dei depositi morenici delle grandi espansioni, che, invece, nelle valli più a lungo occupate dai ghiacciai sono stati in buona parte distrutti o rimaneggiati oltre che dalle acque correnti, anche dalle lingue di ghiaccio degli stadi postglaciali che occuparono più o meno completamente le valli.

A giustificare la determinazione cronologica delle morene che sono state descritte e di quelle che verranno ricordate successivamente, potrà essere di giovamento una breve considerazione generale sulle morene intravallive.

È facile prevedere che dei vari depositi morenici che si possono incontrare nell'interno di una valle occupata in altro tempo dai ghiacciai, il maggior numero appartenga all' ultima fase glaciale (Vurmiano). Qualora n' esistano di più antichi, non sarà molto difficile riconoscerli, sia perché sottoposti a quelli vurmiani, sia per la minore freschezza dei materiali (ferrettizzazione), sia, talvolta, per il grado di cementazione, e così via. Questi in ogni modo sono, per ragioni ovvie, sempre assai più limitati.

Ma anche le morene dell' ultima fase glaciale non sono state evidentemente deposte tutte nello stesso momento, alcune si sono formate durante il periodo di espansione, altre durante il periodo di ritiro.

Fra le prime, in buona parte contemporanee agli anfiteatri prealpini, nell' interno delle valli, è solo possibile in qualche caso riconoscere quelle laterali, caratterizzate dalla grande elevazione e nel contempo dalla presenza di materiali in parte angolosi, di vario genere e provenienza, mescolati assieme. Quelle di fondo invece, vengono ad essere ricoperte e confuse con le morene di tipo misto — formate da materiali di morene galleggianti, interne, e di fondo — che si depositano davanti alla fronte del ghiacciaio che si ritira e inoltre sono le

più soggette ad essere distrutte o rimaneggiate dalle acque correnti del fondo valle.

Durante il periodo di ritiro morene di tipo misto si depositano però anche sui fianchi della valle, più in basso di quelle laterali della fase di massima espansione, e facilmente si possono conservare quando vengano a trovarsi in luoghi difesi dall' azione demolitrice delle acque correnti.

In complesso risulta quindi evidente che le morene dei periodi di ritiro sono quelle che hanno maggiore probabilità di lunga conservazione e che perciò rappresentano in linea generale il tipo più comune e diffuso di morene intravallive.

Ma fra le morene dei periodi di ritiro ve n' è alcune altre che meritano speciale attenzione. Sono le morene frontali dipendenti da soste eventuali nel movimento di ritirata del ghiacciaio e che occorre distinguere (in base all' altezza del limite climatico delle nevi ad esse corrispondente) da quelle degli stadi postglaciali dovute, secondo gli studi più accreditati, a nuovi periodi di accrescimento dei ghiacciai.

Contemporaneamente a queste morene frontali devono essersi deposte anche delle nuove morene laterali ma, per riconoscerle, gli elementi sono troppo scarsi, dato che viene a mancare anche il criterio dell' altezza, che può invece servire, come s' è visto, per quelle dei periodi di massima espansione. Queste morene laterali perciò rimangono confuse quasi sempre con quelle miste già ricordate.

*Valle di Bartolo.* — Quasi tutto l' ampio bacino di raccolta del R. di Bartolo è rivestito da abbondante sfasciume morenico dal quale solo qua e là emerge la roccia in posto (in prevalenza scisti carboniferi). Le morene con ciottoli della Val della Zeglia, salgono in più punti fin sul crinale della Catena Carnica raggiungendo, sul fianco settentrionale del M. Acomizza (Achomitzer B., 1812 m.), 1469 m.

Gli erratici sono sparsi anche più in alto, ma non sempre è facile distinguerli dai detriti locali, data la notevole varietà di livelli stratigrafici del Paleozoico, che affiorano in questa zona.

Scarseggiano nelle morene i ciottoli striati.

Verso il basso la copertura morenica dei Prati di Bartolo, s' addentra per brevissimo tratto nel canale di scolo del torrente, ove s' interrompe. Nella forra si rinvengono però ancora degli erratici sparsi qua e là sui ripiani, finchè si ritrova un nuovo accumulo morenico sulla soglia che chiude lo sbocco della valle. In questo sono più frequenti i ciottoli striati.

*Valle di Ugovizza.* — Ancor più estesi sono i depositi morenici che ingombrano la Valle di Ugovizza e le sue confluenti maggiori.

Una grande coltre ricopre quasi tutto il fondo del bacino di raccolta (Alpe di Ugovizza) e si interna anche nelle vallette del R. Patameràn sino a 1600 m. d'altezza e del R. Plecia.

Intorno alla Sella di Lom (1464 m.) si trovano altri minori depositi sia sul versante della Fella, quanto su quello opposto, ove invadono la valletta che scende al Wildbach.

Portandoci più a valle, un'altra zona completamente ricoperta da morene assai potenti, si trova intorno alla confluenza della Val Rauna e della Val Filza. Ambedue alla loro volta sono fasciate da abbondanti depositi morenici sino 1350 m. circa. Nell'alta valle della Filza le morene raggiungono lo spartiacque che la separa dalla valle della R. Cella; nella Val Rauna, la Sella del M. Larice (1402 m.), che s'apre verso la valletta del R. Vocolutina, affluente del R. di Malborghetto. Rivestito da materiali morenici è pure il fianco nord-orientale del M. Brenca (Kok Brenach, 1560 m.) e, su quello dello Stabet (1727 m.), il morenico sparso s'arresta solo a breve distanza dalla vetta. Nella forra terminale abbondano gli erratici e una piccola chiazza morenica, con numerosi ciottoli striati, giace presso l'alveo di un torrentello che scende dalla Dürrer Wipfel. Anche nelle morene della valle di Ugovizza prevalgono le rocce del Paleozoico.

*Valle di Malborghetto.* — Tutte e tre le selle che mettono in comunicazione la valle di Malborghetto col bacino della Zeglia e cioè quella del Kesselwald (1470 m.), della Schlofshütte (1446 m.) e di Kersnitzen (1541 m.), sono più o meno completamente rivestite da materiali morenici provenienti dalla Val Zeglia. Caratteristico è un grosso blocco di puddinga quarzosa carbonifera che giace sulla sella della Schlofshütte.

I più alti depositi glaciali di questa zona rivestono un contrafforte spianato della Cima di Mezzo, che raggiunge 1622 m. e su per giù alla stessa altezza si ritrovano anche sul Plagna. Qui poi si osservano delle sacche di qualche metro di diametro scavate nella roccia in posto e ripiene di materiali morenici. Probabilmente si tratta di una zona montonata, di cui le ca-

vità furono riempite ed uguagliate dai depositi morenici, tanto che alla superficie non v' è traccia di questa costituzione del declivio, ma si riconosce però lungo le scarpate della strada che gira il fianco S O del monte (Fig. 15).

Altre morene s' incontrano presso lo sbocco del R. Vocolutina e sul fianco settentrionale della sua valletta. Su quello opposto, due piccoli cumuli giacciono a 1300-1330 m., sotto la sella del M. Larice (Lerchriegel).

Lungo la forra del R. di Malborghetto sono abbastanza frequenti gli erratici, mentre mancano depositi morenici d' una certa entità.

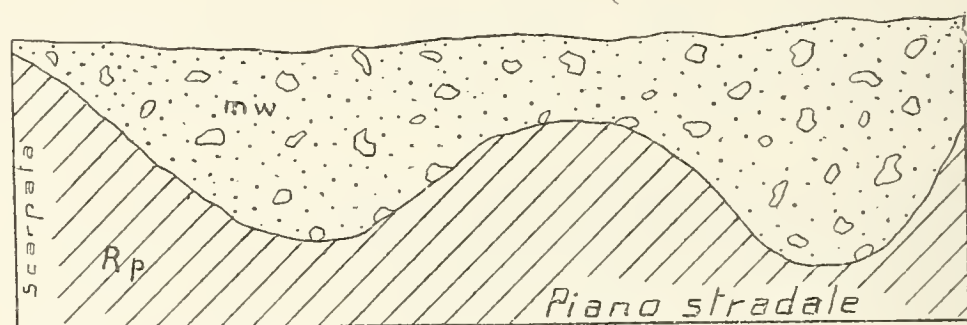



Fig. 15. — Roccia montonata ricoperta di morena sul M. Plagna (Catena Carnica). Rp = roccia in posto ; mw = morena wurmiana.

*Valle del Rio Bianco.* — La configurazione della valle del R. Bianco a fianchi erti e dirupati e a fondo strettissimo, spiega la scarsità di depositi glaciali, limitati per lo più a veli morenici rivestenti i pochi lembi di piano. Uno dei più notevoli giace sotto la Croda dei Cacciatori (Jägerwand) ed altri rivestono i terrazzi che fiancheggiano sui due lati lo sbocco della valle. Presso le origini di questa, una tipica morena ricopre invece il fondo della sella (1500 m.) che s' interpone fra la cima di Mezzo (Mitterwipfel) e il M. Zil (Zielkopf), e morenico sparso si trova anche sulla sella della Scholterköfele (1416 m.) che mette in comunicazione l' alta valle del R. Bianco con la Garnitzen Graben.

*Valle del R. degli Uccelli.* — In condizioni morfologiche ancor più sfavorevoli della precedente, alla conservazione dei depositi morenici, si trova la valle del R. degli Uccelli (Vogel B.).

Il versante orientale ripidissimo e scoglioso, non ne possiede affatto. Su quello opposto, delle piccole fasce moreniche rivestono la superficie di alcune terrazze sottostanti al Brückenk, ma sono anch' esse in buona parte nascoste sotto i detriti di falda. Un po' più estese sono le morene sulla sella dell'Alpe Corona (1486 m.) che si continuano anche più in basso circondando il dosso quotato 1393 m. I materiali, piuttosto angolosi, provengono dalla valle attigua del R. Bombaso e dal Pramollo.

*Valle del Bombaso.* — Assai estese e potenti sono le morene che rivestono i fianchi e ingombrano il fondo della valle del Bombaso (Bombasch Gr.) e che hanno da tempo richiamato l'attenzione di vari geologi (*74 - 23*). Una grande massa di materiale morenico proveniente dalla Val della Zeglia, ricopre tutto il fondo del passo di Pramollo e il fianco orientale del M. Madrizze (Madritschengupf) sino a circa 1650 m.

Più in basso, dall' estremità carenata del Madrizze (1845 m.), una grande morena, in parte rimaneggiata dalle acque, s' allunga verso oriente fra le vallette del Hekl Bach e del Winkel Bach, continuando anche più sotto, sul lato sinistro del R. Bombaso. Nella composizione di essa prevalgono, sui materiali della Val della Zeglia, quelli provenienti dal gruppo del M. Cavallo (Rosskofel) e del Pridula (Prihat Höhe) e sono piuttosto scarsi i ciottoli striati.

Un' altra morena, mista con detriti, riveste la terrazza dell'Alpe dell'Auernig a 1500-1600 m. d'altezza. Il fianco orientale del Malvueric è pure fasciato da materiali morenici che scendono poi più in basso, sino allo sbocco del R. Bombaso, ove rivestono tutto lo sprone di confluenza col T. Pontebbana. Una piccola morena con ciottoli della Val della Zeglia e del Pramollo, si trova sulla selletta sottostante al Skalzerkopf ed un' altra occupa la sommità dello sprone quotato 995 m. che domina Pontebba verso nord.

### Depositi morenici vurmiani nella Val Canale.

Al di sopra del fondovalle, ingombro di materiali fluvioglaciali e lacustro-glaciali, fra Tarvisio e Camporosso i depositi morenici riempiono quasi tutte le rientranze della mon-

tagna e ne rivestono le pendici. Il Bürgen Berg (1055 m.) a N E di Tarvisio, n'è completamente circondato ed un'altra morena ricopre la soglia rocciosa che sbarra la valle del R. di Bartolo presso lo sbocco. Nella valletta del R. d'Argento (Silbergraben) fra lo sfasciume morenico, composto in prevalenza di rocce scistose e calcaree del Paleozoico, rinvenni anche dei ciottoli di porfido rosso e di arenaree tufacee verdi e rosso-verdi del Ladinico.

Presso lo sbocco della medesima valletta e di quella del R. di Bartolo, osservai anche dei frammenti di anageniti carbonifere bianchiccie che mancano più a monte, ove si trovano invece di un tipo più scuro, quasi nero.

A nord di Camporosso tutte le falde della montagna sino a 900-1000 m. d'altezza, sono ricoperte da materiali morenici che occupano anche il fondo delle vallecole del R. Mosgail e del R. Casarenza. Nelle morene, presso il paese, osservai fra i ciottoli di calcari dolomitici bianchi e grigi (Dolomia infraraibliana e Dolomia principale), dei calcari bruni, marnosi con fossili del Raibliano, poi numerosissimi ciottoli di porfido rosso di « rocce verdi » di scisti rossi (Werfen) e di conglomerati dell'Anisico.

Lungo la Val Canale, fra Camporosso e Tarvisio, abbondano anche le anageniti carbonifere, ma sono inferiori per quantità alle « rocce verdi » e ai porfidi rossi.

Una grande massa di materiale morenico (2,8 kmq. di superficie) è quella che riveste tutta l'alta Valle della Fella sino all'Alpe di Ugovizza e quella del R. Cella, distendendosi poi verso mezzogiorno sui ripiani di Vascinza e sulla sommità spianata del Lomec (1209 m.).

Oltre la Sella dell'Alpe di Ugovizza, questo deposito si collega con quello, pure estesissimo, della Val Rauna. Fra i ciottoli che compongono la morena, osservai, presso la sella suddetta, numerosi blocchi, abbastanza voluminosi, di porfido rosso e di tufi porfirici rosso-verdi, i quali non mancano anche più a oriente verso Camporosso. Potei raccogliere inoltre qualche frammento di calcare subcristallino probabilmente del Dachstein e di un calcare nero con sezioni di fossili che mi parve raibliano, rocce che non potrebbero provenire se non dalle Alpi Giulie.

Sul versante opposto della Val Canale, una fascia di morenico in parte rimaneggiato dalle acque, ricopre quasi tutte

le pendici dei monti, da Tarvisio allo sbocco della Val Bruna, ed altri piccoli accumuli giacciono più in alto, sul fianco nord-orientale del M. Florianca verso 1250 m. e fra 1330 e 1450 m.

I ciottoli delle morene sono formati da rocce di varia età, fra le quali però non mancano anche qui i porfidi rossi del Ladinico che sono assai abbondanti presso il fondovalle fra Camporosso e Tarvisio, e che si ritrovano anche sul Florianca sino a 1416 m. d' altezza. Qua e là la morena presenta una colorazione rosso-vinata dovuta alla fanghiglia che tiene impastati i ciottoli, la quale proviene evidentemente dallo spappolamento di scisti werfeniani di tal colore che costituiscono il sottosuolo.

Nei dintorni di Ugovizza e Malborghetto i depositi glaciali vurmiani sono un po' meno estesi.

Sullo Stabet (1627 m.) arrivano però sino a breve distanza dalla sommità e rivestono in parte la dorsale che scende dalla Testa di Malborghetto (Buchkopf, 1250 m.). Sul Nebria raccolsi un frammento di ftanite verde, proveniente dalla Val Bruna, a circa 1100 m. d' altezza, sul fianco meridionale.

Un leggero velo morenico si trova sullo sprone roccioso del forte Hensel e presso il fondovalle ove, insieme con abbondanti ciottoli di calcare, si notano dei blocchi di breccia permo-carbonifera (breccia del Trogkofel), conglomerati dell'Anisico, arenarie e scisti calcarei, mentre non rinvenni porfidi.

Sulla parte opposta della valle, le morene rivestono il Col di Gos e il Col di Mièz, ma poi si ritrovano anche più in alto sui vari lembi di terrazzi orografici, come sul pascolo di Simelen a 1579 m. e sui ripiani sottostanti a 1400 m. e a 1280 m.

I ciottoli che compongono queste morene sono in massima parte di origine locale, cosicchè riesce difficile stabilire con certezza se si tratta di morene vurmiane o stadiali. Data la loro posizione, pare più probabile che sieno state deposte dal grande ghiacciaio vurmiano della Val Canale, tanto più che in qualche punto potei osservare qualche erratico di provenienza allogena. Non così invece nelle morene che giacciono nell' alveo dei torrenti.

Fra Malborghetto e Pontebba, il versante settentrionale della Val Fella, ripido e scosceso, dà ricetto a scarsissimi depositi glaciali, limitati per lo più alle cornici che fiancheggiano lo sbocco delle valli laterali, mentre su quello opposto quasi

tutte le zone un po' pianeggianti ne sono più o meno abbondantemente rivestite.

Una piccola chiazza morenica riveste il ripiano del Pazogna a 1100-1150 m., e un' altra si trova più in alto a 1400 m.

Anche sul Monte Granuda esiste un deposito morenico a 1500-1574 m. e uno più in basso a 1180-1200 m., mentre seguitando verso Pontebba, mancano sui fianchi dei monti accumuli di una certa entità, ma sparsi un poco dappertutto sono gli erratici. Fa eccezione solo l' abbondante rivestimento morenico di Forcella Bièliga (1475 m.), già menzionato avanti, costituito da calcari e dolomie dell'Anisico e del Ladinico, da tufi rosso-verdi e da blocchi di conglomerato anisico.

Abbondano in questa morena, come del resto in tutte quelle descritte, i ciottoli striati.

A scartare l' ipotesi che si tratti di una morena stadiale, basta ricordare che frammenti di tufi rosso-verdi, i quali affiorano solo nel versante settentrionale della montagna, si trovano sotto forma di ciottoli, anche presso Casera Bieliga, ossia sul versante della Val di Dogna, nè del resto la configurazione orografica delle cime che dominano la sella lascia intravvedere la possibilità che un ghiacciaio stadiale depositasse delle morene sulla sella stessa.

## Gli affluenti dei ghiacciaio della Val Canale.

Durante le fasi di massima espansione, nella Val Canale confluivano numerosi ghiacciai provenienti in parte da nord, in parte da sud. I primi erano rami di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia che percorrevano le vallette del versante meridionale della Catena Carnica, i secondi erano invece ghiacciai autoctoni, alimentati dai campi di neve delle Alpi Giulie.

Con i dati riferiti nei capitoli precedenti e con altri che verrò ricordando via via, si può seguire abbastanza bene lo sviluppo e i movimenti di questo complesso sistema di ghiacciai che ora per prima cosa, cercherò di ricostruire [1].

Incominciando da oriente e tenendo presente l' altezza massima raggiunta dalla superficie del ghiacciaio dei dintorni di

---

(1) Tutte le varie ricostruzioni del sistema di ghiacciai vurmiani sono figurate nella cartina fig. 17.

Tarvisio (1700 m.), possiamo ritenere che nel bacino di raccolta del R. di Bartolo penetrasse un ramo del ghiacciaio della Zeglia, largo, fra il Capin e l'Acomizza, circa 3 km. e potente sino a 500 m. il quale, a mezzogiorno del M. Mulei (1742 m.), s' espandeva superficialmente ricoprendo da un lato la dorsale dell'Alpe di Calisca, che supera di poco i 1400 m., e traboccando dall' altro, fra il Capin e il M. Nero di Tarvisio (1421 m.), nella valletta del Wagen Bach, affluente della Gailizza.

Lo stesso M. Nero ci offre dei preziosi indizi sull' ulteriore movimento della colata.

Il fianco che guarda verso lo sbocco della valle di Bartolo, appare potentemente eroso dal ghiacciaio che pur superandone la sommità, doveva trovare in esso un forte ostacolo al libero movimento della sua massa, ch'era costretta a girarlo da un lato.

Sul lato opposto della valle i rilievi più o meno arrotondati, degradano invece dolcemente verso il R. di Bartolo e la Val Canale. E ciò si spiega, per il fatto che il filone del ghiacciaio, che più a monte scendeva verso S S E, presso lo sbocco doveva invece piegare verso oriente circuendo il M. Nero e producendo così, con la sua enorme pressione ed attrito, gli scoscendimenti sopra ricordati.

Nell' altra valle di Ugovizza confluivano due rami di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia provenienti dalla Sella di Lom (1464 m.), tipicamente modellata dai ghiacciai, e da quella del Patameràn (1693 m.) fra la Cima Bella e il Sàgran. Forse ad alimentare il primo contribuiva anche un ghiacciaio locale dell' Òsternig (2050 m.).

A mezzogiorno del Coc (1942 m.) e del Mulei, il ghiacciaio poteva espandersi ampiamente, collegandosi con quelli laterali. Il filone però, incanalato nella valle di Ugovizza, trovando maggiori difficoltà a proseguire nella stretta forra terminale ed a rivolgersi verso occidente, ove lo Stabet (1627 m.) opponeva forte ostacolo, che verso oriente, dove i rilievi sono assai meno elevati, s'infilava nella selletta dell' Alpe di Ugovizza (1162 m.) proseguendo per l' alta Fella verso la conca di Tarvisio. Vedremo più avanti da che parte si dirigeva la corrente minore che occupava la forra terminale del R. di Ugovizza e che scavalcava la sommità spianata del Dürrer Wipfel (1362 m.), per passare ora invece alla Valle di Malborghetto.

Questa, raccoglieva tre grandi rami di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia che, modellando le tre selle del Kesselwald (1478 m.), della Schlofshütte (1446 m.) e di Kersnitzen (1541 m.), si riunivano in un' unica corrente presso l'Alpe della Chiusa (Ciùrcele).

Le dorsali notevolmente elevate che fiancheggiano dalle due parti la valle, dovevano impedire che più a sud il ghiacciaio si espandesse largamente, ma però esso trovava modo di traboccare sia verso oriente, per la sella del M. Larice, 1407 m.) nella Val Rauna, sia verso occidente, per la sella di Klinach (1471 m.), nella valle del R. Bianco. Del resto anche le dorsali M. Larice-Stabet e quella dei Dossi di Cucco dovevano essere ricoperte dai ghiacci che, come s'è visto in precedenza, raggiungevano in questa zona circa 1700 m. d'altezza.

Sulla direzione della corrente principale del ghiacciaio presso lo sbocco della valle, si può avere qualche indizio nella morfologia, ma elementi assai più positivi, li troveremo a suo tempo nella natura e posizione di alcuni erratici caratteristici, studiando i movimenti dei ghiacci nella Val Canale.

Lo Stabet, che s'innalza sulla sinistra sino a 1627 m., doveva offrire maggiore ostacolo al deflusso dei ghiacci verso oriente che non verso occidente ove i dossi di Cucco vanno rapidamente degradando verso mezzogiorno e raggiungono in corrispondenza dello Stabet, presso lo sbocco, 1482 m. Inoltre i contrafforti meridionali dei dossi di Cucco appaiono intensamente modellati dalle azioni glaciali e profondamente erosi.

Un deflusso di ghiacci verso oriente intorno a Malborghetto, sarebbe stato del resto reso difficile anche dalla strozzatura, della Val Canale, che ha inizio subito a est del paese.

Pur riservandomi di ritornare ancora su questo problema e con argomenti assai più validi, può fin d'ora apparire più probabile un movimento dei ghiacci, presso lo sbocco della valle di Malborghetto, verso occidente che verso oriente.

Nella valle del R. Bianco, attraverso l'insellatura (1460 m.) che separa la Cima di Mezzo dal M. Zil, penetrava quel ramo già ricordato del ghiacciaio della Zeglia che traboccava anche nella Valle di Malborghetto attraverso la sella di Kersnitzen.

Dal passo dello Scholterköfele (1416 m.) giungeva però anche un'altra corrente di ghiaccio che era in buona parte alimentata dai ghiacciai del M. Gàrtena, i quali non avevano, verso mezzogiorno, depressioni maggiori per scaricarsi.

I due rami si univano nella valle del R. Bianco presso la « Chiusa vecchia » proseguendo poi in un'unica corrente sino all'altezza dei Dossi di Cucco, attraverso i quali traboccava il ghiacciaio della valle di Malborghetto, più potente di quello vicino per l' abbondante alimento che poteva ricevere dai tre grandi rami di trasfluenza della Zeglia e forse anche da un ghiacciaio locale del Poludnig (2000 m.).

La configurazione morfologica della valle ci può del resto indicare abbastanza bene il movimento di queste masse di ghiaccio.

Profondamente eroso dai ghiacciai è il fianco meridionale della Cima di Mezzo e quella del M. Acuto (Spitz B., 1727 m.) contro i quali si riversavano i due rami di trasfluenza.

Sul lato opposto della valle, invece, gli scoscendimenti si iniziano sul fianco dello Scinouz (1959 m.), troppo alto per essere superato, contro il quale veniva rimandata la corrente principale della Valle di Malborghetto, rinvigorita anche dalla spinta delle masse di ghiaccio che traboccavano a sud del M. Acuto.

Il ghiacciaio proseguiva erodendo potentemente tutto il fianco del Ghisnitz (1920 m.), finchè, all'altezza del M. Pin (1528 m.), superando la cresta, che arrotondava a forma di dorsale, poteva scaricarsi verso SO in Val Canale. Anche il versante meridionale del M. Pin presenta una configurazione abbastanza simile a quella caratteristica del M. Nero di Tarvisio.

Al ghiacciaio del R. degli Uccelli, solo in quantità esigua poteva giungere alimento attraverso le numerose sellette elevate del Lonas, dall'alta valle del R. Bianco; nè pare probabile, almeno a giudicare dalla configurazione della montagna, che dalla cresta settentrionale del Schinouz scendessero ghiacciai locali d'una certa entità.

Da oriente invece, penetrava nella media valle del R. degli Uccelli un forte ramo del ghiacciaio del Bombaso che, riunendosi con uno proveniente dalla Garnitzen Graben e alimentato in buona parte dal M. Gàrtena, scavalcavano insieme la sella dell'Alpe Corona (1486 m.).

Del resto, il ghiacciaio del R. degli Uccelli non poteva assumere una certa autonomia, poichè presto si veniva a confondere con quello principale della Fella; ed anche da quello del Bombaso, solo i rilievi del Brückenk (1584 m.) e del Brizzia (1557 m.) — totalmente sepolti sotto i ghiacci — lo separavano.

In condizioni assai diverse si trovava invece l'attigua valle del Bombaso.

Il grande ramo del ghiacciaio della Zeglia che risalendo la valletta del Trogel Bach e con i contributi di ghiaccio forniti dal M. Gàrtena penetrava, come già è stato detto nel bacino della Fella attraverso il Pramollo, forniva il principale alimento al suo ghiacciaio.

Il passo del Pramollo (Nassfeld, 1525 m.) ampio, allungato, pianeggiante, paludoso e cosparso di sfasciume morenico, rivela la potenza di questa colata di ghiaccio che modellava, arrotondando, tutti i rilievi circostanti.

Ad alimentare il ghiacciaio del Bombaso contribuivano però quasi con pari efficacia, le glaciazioni locali del M. Cavallo (Rosskofel, 2239 m.) e del M. Pridula che invadevano la valletta del Winkel Bach. La confluenza dei due rami avveniva sotto lo sprone carenato del M. Madrizze (Madritschengupf, 1845 m.) tipicamente modellato dai ghiacciai.

Così, costituito dalla riunione delle due colate, del Winkel Bach e del Hekl Bach, il ghiacciaio del Bombaso procedeva verso valle in direzione ESE, ma poi, davanti alla massa del M. Brückenk che gli si parava dinnanzi, era costretto a rivolgersi verso mezzogiorno, non senza però riversarsi in parte attraverso la Sella dell'Alpe Corona che si profila nella direzione primitiva.

Il fianco settentrionale del Malvueric e il suo contrafforte orientale, presentano ancora le tracce dell'intensa erosione subita per opera del ghiaccio e non meno evidente è il modellamento dei fianchi del Brückenk, del Brizzia e, sulla destra del torrente, del Hirshköpfe (1362 m.). Quale fosse la direzione dei ghiacci convogliati dalla valle del Bombaso, sotto lo sbocco, sarà detto più avanti trattando della Val Pontebbana che funzionava da collettore.

Esaurita così la rassegna degli affluenti del ghiacciaio della Val Canale che scendevano dalla Catena Carnica, passiamo a quelli provenienti dalle Alpi Giulie.

Scarse e di poca importanza erano le colate di ghiaccio che alimentava la catena Schenone-Jôf di Miezegnòt negli angusti circhi del suo versante settentrionale. Una discendeva la valletta del Granuda e un'altra la valle del Palùg, ricevendo alimento dai tre circhi soprastanti ora più o meno trasformati in bacini di raccolta torrentizi.

Anche la valletta del R. Ranc convogliava verso la Fella due piccoli ghiacciai locali provenienti dai circhi del Jôf di Miezegnòt (2089 m.) e del Pipar (2069 m.).

Grandioso invece doveva essere il ghiaccio della Val Bruna, originario dalla più elevata catena delle Alpi Giulie Occidentali e favorito dall' esposizione settentrionale.

Come già altra volta ho avuto occasione di accennare (*15*) la Val Bruna è il tipo classico di valle glaciale. Il suo fondo e i suoi fianchi manifestano l' intenso lavorio erosivo effettuato dai ghiacci che hanno lasciato dovunque, nei tipici arrotondamenti della soglia di Spagna, nelle lisciature dei fianchi dei due Nabois, nelle levigate pareti del M. Nero di Valbruna, le impronte del loro passaggio.

Il profilo della valle è quello classico a U, il suolo è proporzionalmente assai vasto e piatto.

Presso lo sbocco, un po' a monte del caseggiato di Valbruna, s' innalzano dal fondovalle due cupole rocciose (calcari dell' Anisico) perfettamente arrotondate.

I margini del truogolo glaciale giacciono presso lo sbocco a circa 1400 m., e più a monte salgono a 1550 m. e a 1700 m. Assai più in alto però doveva arrivare la superficie del ghiacciaio poichè, se giungeva, come abbiamo visto, nella Val Canale a 1650-1700 m., e d' altra parte mancano in modo assoluto erratici di provenienza allogena nella Val Bruna, bisogna credere che il ghiacciaio che occupava la valle fosse non meno potente di quello della valle collettrice.

Il ghiacciaio infatti riceveva abbondante alimento da tre amplissime conche situate alla testata, nelle quali si scaricavano anche le nevi e i ghiacci di numerosi circhi minori incisi nelle pareti del recinto.

Nella conca di Carnizza si riunivano le colate provenienti dai due circhi sottostanti alle altissime pareti del Montasio (2754 m.), in uno dei quali si conserva ancora un minuscolo ghiacciaio, e dalla Testa di Valbruna (Köpfach, 1891 m.). Nel grande anfiteatro della Spragna convergevano numerose lingue di ghiaccio alimentate dai circhi immediatamente sottostanti alla cresta cima Verde-Buinz e dai valloni del Jôf Fuart (2666 m.) e del Grande Nabois (2307 m.).

In quello di Saprasca (Zapraha) scendeva infine il ghiacciaio del circo di Camporosso (Saifnitzer Krnica), sottoposto al Jôf Fuart, e alla Cresta dei Camosci (Gamsmutter, 2516 m.)

I tre rami d'alimento si fondevano presso il Piccolo Nabois (1694 m.) in un unica corrente che s'incanalava nella Valbruna, comunicando lateralmente, attraverso la sella di Prasnic (1485 m.), col ghiacciaio del R. Freddo, e che procedeva tosto verso lo sbocco raccogliendo per via altri minori contributi di ghiaccio forniti dai circhi del versante orientale del Jôf di Miezegnòt e da quelli della Piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger, 2077 m.). Quest'ultima, da un altro circo sottostante alla cimetta della Bettlerkreuz (1941 m.), inviava una minore lingua di ghiaccio nella valle del Lussari, all'estremo orientale della Val Canale.

## Il movimento dei ghiacci nella Val Canale.

Con la ricostruzione dei vari ghiacciai che confluivano da opposte direzioni nella Val Canale, è stato già in parte delineato anche l'andamento della corrente di ghiaccio che l'occupava per intero. Ora occorre però scendere a maggiori dettagli per stabilire con più precisione e con migliori basi, la zona in cui si spartivano i ghiacci che poi defluivano verso oriente e verso occidente.

Il Brückner (1) confessa di non conoscere in che parte della Val Canale si trovasse la zona di spartizione dei ghiacci (Eisscheide) che defluivano da un lato verso il Canal del Ferro, dall'altro, secondo l'A., verso la Sava. Rileva solamente che nella valle la superficie del ghiacciaio si andava abbassando lentamente verso ovest, cioè verso Pontebba.

Le mie osservazioni mi portano a confermare in buona parte l'ipotesi del Gortani (2) il quale avendo notato nelle morene a nord e a ovest di Camporosso dei frammenti di rocce (puddinghe carbonifere e porfidi quarziferi) originarie dallo Stabet, riteneva che la linea di spartizione fra i ghiacciai defluenti verso est e verso ovest corresse sul crinale Cima Bella-Coc-Stabet. Egli aggiungeva poi che « la depressione Val Rauna - origine della Fella, dal Kok a Camporosso, era percorsa da un ghiacciaio tributario della Sava ».

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1007.
(2) *Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche principali,* (*30*), pag. 32.

Quest' ultima conclusione si accorda pure con quanto ho già avuto occasione di dire nel capitolo precedente.

Occorre però rilevare che la depressione Val Rauna, origine della Fella, non poteva possedere un ghiacciaio suo proprio e ben individuato, poichè la maggior massa di ghiacci proveniva naturalmente dall'alta Valle di Ugovizza. Alla Val Rauna giungeva tuttavia un ramo di trasfluenza del ghiacciaio della Valle di Malborghetto che sorpassava la Sella del M. Larice (1407 m.), la quale s'apre appunto alle sue origini.

Ma ora si tratta di stabilire da che parte si versava il ghiacciaio della Val Bruna, il quale con la sua enorme massa doveva esercitare una sensibile influenza anche nel movimento generale dei ghiacciai nei dintorni di Ugovizza.

E qui devo richiamarmi a quanto è stato detto nella prima parte del lavoro riguardo allo spartiacque preglaciale fra la Fella e la Gailizza.

Un diaframma roccoso, alto circa 1200 m. sul mare (450 m. sul fondovalle) chiudeva la stretta di Malborghetto collegando la dorsale Stabet-Buchkopf col Nebria, a sua volta più intimamente allacciato al Jôf di Miezegnòt.

Un ostacolo quindi non trascurabile al libero movimento dei ghiacciai in tale direzione, anche se completamente sommerso nel mare di ghiaccio.

Prima della fine del Glaciale, anzi prima del Vurmiano, lo spartiacque già doveva essere assai più basso, forse a 850 m. sul mare, segnato dal piccolo sprone del forte di Malborghetto collegato al Nebria. Ma ormai doveva essere uno spartiacque un po' incerto, poichè anche il « Colle » che sta 3 chilometri più ad oriente, raggiunge un'altezza poco diversa (845 m.) (1).

La demolizione del primitivo diaframma roccioso, con molta probabilità deve essere quindi avvenuta per opera dei ghiacciai, i quali dovevano perciò essere dotati anche di una certa velocità oltre che di una potenza considerevole. D'altra parte se il ghiacciaio della Val Bruna si fosse completamente rivolto verso oriente, la zona di spartizione dei ghiacciai sarebbe ve-

---

(1) Naturalmente tanto lo sprone di Malborghetto che il « Colle » devono avere subito un notevole abbassamento per opera dei ghiacciai, ma è lecito supporre che non sia stato gran che diverso per uno rispetto all'altro.

nuta a trovarsi proprio nei dintorni di Malborghetto e quindi il movimento sarebbe stato in essa minimo.

Ma un elemento decisivo nella risoluzione del problema io credo si possa ritrovare nella presenza dei due rilievi isolati o quasi nel fondovalle, il Nebria e il « Colle ». Essi si allungano di fronte allo sbocco della valle di Ugovizza e della Val Bruna e presentano i loro fianchi fortemente modellati dai ghiacciai (fig. 16).

Quale sarà la loro origine?

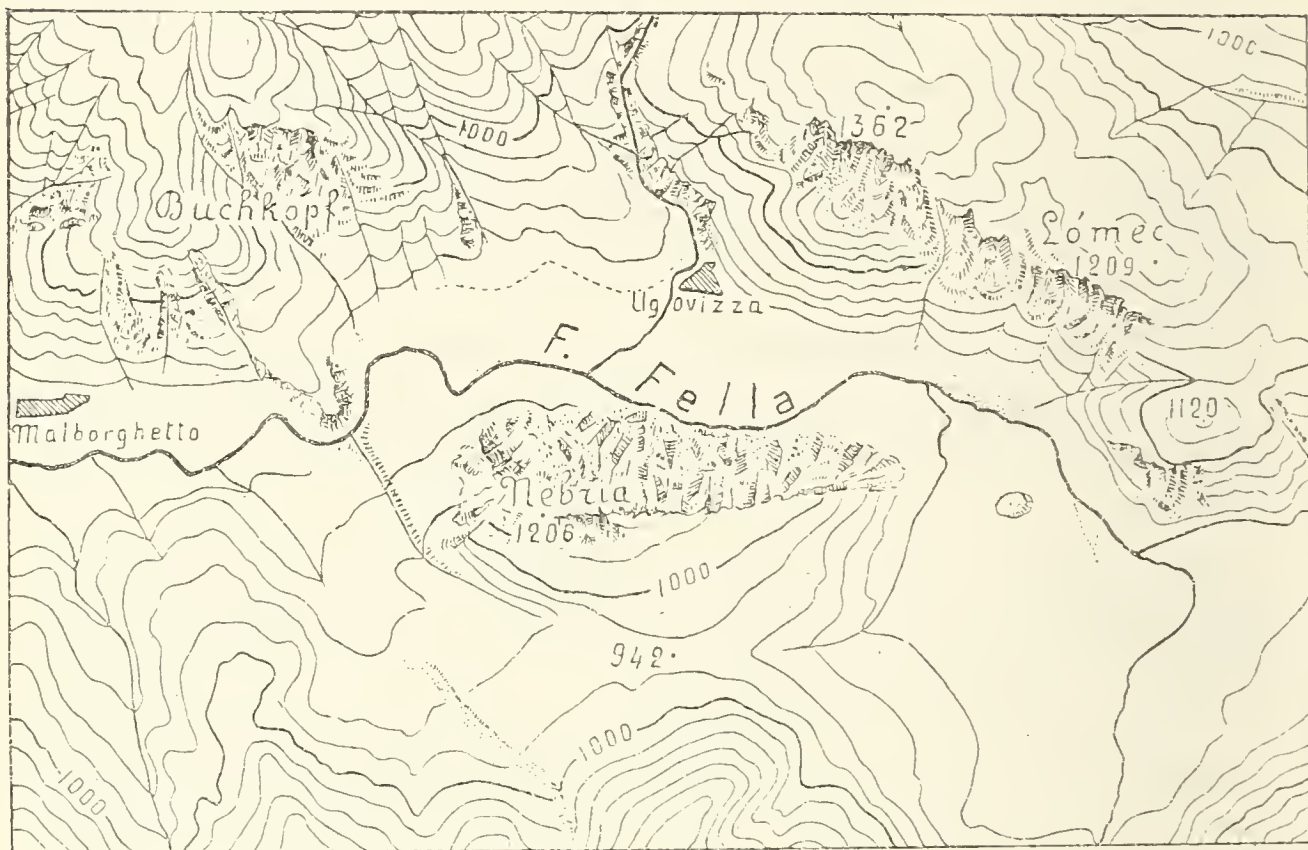



Fig. 16. — Schizzo topografico dei dintorni di Ugovizza.
(Scala 1 : 50.000).

Se si osserva che i ghiacciai della valle di Ugovizza e della Val Bruna scendevano da due direzioni opposte, uno incontro all'altro, dobbiamo anche ritenere che lungo il contatto delle due masse, dotate di forza contraria, si determinasse sul fondo una linea di minima capacità erosiva.

È ovvio quindi che questi rilievi, come del resto molti altri analoghi ricordati e spiegati a questo modo anche dal Marinelli, nelle valli alpine [1], si siano formati e conservati

---

(1) Marinelli O.. *Atlante dei tipi geografici...* (*54*), Tav. 34.

in corrispondenza di tale piano di contatto dei due ghiacciai. Ma la forma del Nebria ci offre ancora argomento per un'altra considerazione. Il monte presenta la massima larghezza presso l'estremità occidentale e si va gradualmente assottigliando in senso opposto. Nella medesima direzione si va poi anche regolarmente deprimendo.

La sua forma, in proiezione, è quella di uno scafo (fig. 16) e richiama alla memoria le *isole fluviali* (1), con cui non è fuori di proposito un paragone anche se queste sono forme di deposito laddove la nostra è una forma d'erosione.

Se il monte non si trovasse proprio davanti alla confluenza di due valli, data la sua forma, si potrebbe senz'altro dire che il movimento dei ghiacci era diretto da occidente verso oriente; ma nella sua condizione il paragone più adatto è con le *isole fluviali d'avulsione*, cioè strappate dalla corrente alla sponda del fiume, fenomeno abbastanza frequente nelle zone di confluenza. Solo che qui, le due correnti di ghiaccio contrapposte, dovevano divergere, dando origine a due rami diretti in senso normale a quello primitivo, ossia verso est e verso ovest.

La forma a scafo del monte dipende dal fatto che la massa maggiore dei ghiacci fluiva verso oriente, com'è facile accorgersi osservando che la montagna, rispetto alla confluenza della Val Bruna, è spostata un po' verso ovest, e inoltre che il ramo destro di diffluenza del ghiacciaio della Valle di Ugovizza non poteva piegare subito verso ovest, ma era costretto dalla massa dello Stabet a procedere per un tratto verso SO, riversandosi contro l'estremità occidentale del Nebria che perciò non poteva assumere una forma così allungata come dalla parte opposta. Che la massa maggiore dei ghiacci dovesse fluire verso oriente, può essere del resto riconosciuto anche dalla forte erosione subìta da fianco meridionale della Dürrer Wipfel e del Lomec.

Ai due rami occidentati di diffluenza, io credo dunque di poter attribuire la distruzione graduale dello spartiacque di Malborghetto e, precisamente, a quello della Val Bruna lo scavo principale della depressione che separa il Nebria dal Jôf di Miezegnòt, a quello della valle di Ugovizza l'abbassamento del diaframma roccioso che univa il Buchkopf al Nebria.

---

(1) Vedi MARINELLI op. cit. (*54*), Tav. 7.

Ma ora che è stata stabilita la diffluenza dei ghiacci intorno al Nebria, occorre mettere in relazione questo movimento con quello delle masse che occupavano l'alta valle di Ugovizza e la Val Rauna.

Come abbiamo visto a suo tempo esse confluivano a monte della forra terminale del R. di Ugovizza e poi si dividevano in due correnti, di cui una si incanalava in quest'ultima, l'altra, scavalcando l'insellatura dell'Alpe di Ugovizza, s'infilava nella valle superiore dell'alta Fella. La prima era quella che s'incontrava dinanzi al Nebria col ghiacciaio della Val Bruna.

Il ramo di trasfluenza del ghiacciaio della Valle di Malborghetto che penetrava nella Val Rauna a nord dello Stabet, doveva perciò in parte girare intorno al fianco orientale del monte per riversarsi nella stretta di Malborghetto, in parte seguire l'altra corrente che procedeva invece verso Camporosso (1).

Ma meglio che le parole, a dare un'idea del complesso moto dei ghiacci nei dintorni di Ugovizza servirà lo schizzo fig. 17.

Da quello che è stato detto rimane dunque stabilito che durante le fasi di massima espansione glaciale, intorno al M. Nebria avveniva la spartizione dei ghiacciai che poi scendevano da un lato verso Pontebba, dall'altro verso Tarvisio.

Nel complesso, questa ricostruzione si accorda solo in parte con l'ipotesi del Gortani.

La divergenza principale si trova nell'avere io escluso dal crinale di spartizione glaciale, lo Stabet che veniva invece, secondo me, girato dai ghiacci. E ciò ha un valore, dirò, quasi decisivo, poichè il Gortani imperniava la sua ipotesi proprio su questo rilievo dal quale sarebbero stati strappati i frammenti di rocce (puddinge carbonifere e porfidi quarziferi) raccolti nelle morene a nord e a ovest di Camporosso. Devo a questo proposito osservare che i depositi morenici vurmiani che ancora si conservano nell'interno delle valli, sono stati in gran parte deposti, come già ho avuto occasione di dimostrare, durante il

(1) Non occorre avvertire che tutta la zona intorno a Ugovizza era completamente sommersa dai ghiacci, per cui parlare di rami di ghiacciai non sarebbe forse molto proprio, dato che essi non erano indipendenti. Intendo in ogni modo riferirmi al filone delle varie correnti.

periodo di ritiro dei ghiacciai e quindi il trovare frammenti di rocce provenienti dallo Stabet a Camporosso, non pregiudicherebbe un movimento dei ghiacciai, quale ho cercato di ricostruire, durante il periodo di loro massimo sviluppo.

In ogni modo se volessimo trovare una spiegazione a questi ciottoli, si potrebbe pensare che fossero stati trasportati a Camporosso in una fase interglaciale dalle acque correnti che allora scendevano, come è stato detto, dallo Stabet verso oriente e poi rimaneggiati e inglobati nelle morene dai ghiaciai dell' ultima invasione. E poi ancora in un'altra maniera. Le acque subglaciali non seguono necessariamente il moto dei ghiacci, i quali, com' è noto, possono anche risalire un pendio, ma adattano il loro corso alla pendenza del fondo su cui scorrono. Orbene se ancora nel Vurmiano lo spartiacque fra la Fella e la Gailizza giaceva alla stretta di Malborghetto, le acque subglaciali dovevano trasportare i materiali strappati dal fianco orientale dello Stabet proprio verso Camporosso, ove essi potevano rimanere compresi nelle morene di fondo.

Ma la spiegazione che io credo di dare a questi erratici che il Gortani ha notato a Camporosso, è ancora diversa. Non vedo infatti la necessità ch' essi provengano proprio dallo Stabet, quando le medesime roccie che compongono le morene di Camporosso e molte altre, affiorano in più punti anche sul versante settentrionale della valle della Zeglia; ch' era piallata dal ghiacciaio, il quale forniva con i suoi numerosi rami di trasfluenza, il principale alimento al ghiacciaio della Val Canale.

Un grosso blocco proprio di puddinga carbonifera l'abbiamo del resto ricordato sulla sella della Schlofshütte, alle origini del ghiacciaio della valle di Malborghetto, il quale, come è stato detto, trasfluiva in più punti verso la valle di Ugovizza da cui i ghiacciai scendevano in buona parte verso Camporosso. Ma ancora devo richiamare l'attenzione, sempre per quanto riguarda le puddinghe carbonifere, che vi sono nella Val Canale degli affioramenti così ristretti che non superano in qualche caso i 100 mq. e che inoltre essi compaiono strizzati persino dentro a terreni triassici, come nei dintorni di Malborghetto. Chi può negare a priori che sotto i vastissimi ricoprimenti morenici che si stendono per vari chilometri quadrati sui monti a oriente dello Stabet non si nasconda ancora qualche altro affioramento di questo genere?

Riguardo poi ai porfidi quarziferi, ben sappiamo che le zone più ricche si trovano sul versante di mezzogiorno della Val Canale (Val Bruna, M. Lussari, Riófreddo, ecc.) e che durante le fasi di ritiro, i ghiacciai delle Giulie deponevano ancora morene nella Val Canale, proprio anche presso Camporosso, mentre in quell' epoca già erano scomparse le lingue di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia.

Ho infatti ricordato sulla selletta dell'Alpe di Ugovizza frammenti di rocce della Val Bruna.

### Morene vurmiane della Valle della Slizza.

Nella valle della Slizza depositi morenici d'una certa entità e contenenti ciottoli striati, si trovano solo a valle del lago del Predil (Raibl).

Presso lo sbocco nella valle di Tarvisio, estesi depositi morenici rivestono le pendici del Florianca e del Eschaltal Kopf sino a circa 850 m. d'altezza. Prevalgono i ciottoli di calcari triassici, ma sono pure frequenti anche quelli di porfido rosso e di tufi verdastri dei dintorni di Riofreddo. Le morene s'interrompono per breve tratto in corrispondenza della stretta di Plezzùt (Flitschl), ma poi si ritrovano ancora sui declivi dolcemente ondulati che fiancheggiano l'alveo del torrente e sono qua e là messe a nudo nelle incisioni prodotte dai piccoli corsi d'acqua che li attraversano.

Intorno a Riofreddo, sui due lati della valle e sullo sprone di confluenza della Slizza col Riofreddo, s'incontrano degli altri depositi morenici che risalgono i fianchi dei monti sino a circa 1000 m. d'altezza.

Presso la forte curva della rotabile che porta alle Cave del Predìl (Raibl), potei osservare in un taglio recente, la composizione della morena. Abbondantissimi sono i ciottoli striati di calcare magnesiaco della Dolomia Principale e dell'Infraibliano, un po' più scarsi quelli di calcare bruno del livello del Raibl come pure i ciottoli di porfido rosso e di tufi verdi. Nel complesso mi pare si tratti di una morena di fondo.

A maggiore altezza si trovano ancora dei depositi morenici sul versante sud-orientale del Florianca a 1130 m. e sino a circa 1430 m. d'altezza presso le Kressbrünnen.

Nella valle del Riofreddo osservai un piccolo rivestimento morenico subito sotto la sella di Raibl (Raibler Scharte 1333 m.).

Seguitando verso il lago del Predìl, i depositi glaciali scarseggiano, e qua e là, dove ancora esistono delle traccie, come presso lo sbocco del Kampler Bach e un po' più a nord sul lato opposto della valle, sono confusi e mescolati con materiali di falda e di deiezione.

Nella valle del R. del Lago non si riesce più a distinguere i materiali di origine glaciale da quelli torrentizi che ne rivestono quasi tutto il fondo. È tuttavia molto probabile che

ai primi appartengano i depositi che fasciano, sui due lati della valle, le pendici dei monti. Non rinvenni però in essi ciottoli striati, nè la disposizione dei materiali permette di riconoscere sempre con sicurezza delle morene.

### Il ghiacciaio della Slizza.

Il ghiacciaio della Slizza era formato da due potenti rami d'alimento che circuendo il M. Re (Königsberg, 1912 m.) si riunivano in un'unica corrente nei pressi di Riofreddo (Kaltwasser).

Il ramo occidentale aveva origine nell' ampio circo di Tarvisio (Tarviser Krnica) e in quello minore dell'Unterloch, sottostanti alla cima del Coro (2335 m.), alla Schönkopf (2047 m.), e alla Hochstelle (2002 m.).

Il ghiacciaio scendeva poi lungo la valle del R. Freddo comunicando con quello della Val Bruna attraverso la sella del Prasnik (1486 m.) e con quello del R. del Lago per la sella di Raibl (1333 m.).

Il ramo orientale aveva inizio nell'alta valle del R. del Lago, nella quale si scaricavano da sud numerosi ghiacciai, provenienti dai circhi e dai ripiani del M. Forato (Prestrelenic, 2499 m.), del Cergnala (2344 m.), dei due Schlichtel (1938-1958 m.) e della Testa del Lago (Seekopf, 2122 m.); da nord, quelli forse non meno importanti, del versante meridionale del Buinz (2531 m.), della Cresta dei Camosci e del vallone del R. Bianco (Weissenbach).

All'altezza del Lago del Predil (Raibl) il ghiacciaio piegava verso nord - allacciandosi però attraverso il Passo del Predil con la colata che scendeva dal Mangart - proseguiva nella medesima direzione sino a congiungersi col ramo occidentale.

Lungo la via, altri piccoli ghiacciai di circo e di pendio giungevano a quello principale dalla cresta delle Lavine (Lahn Spitzen, 1867 m.) e dalle Cinque Punte (1907 m.).

I due rami riuniti scendevano poi direttamente verso la conca di Tarvisio confluendo col grande ghiacciaio della Val Canale.

I margini del truogolo glaciale, un po' a monte di Riofreddo, giacciono a circa 1500 m. e arrivano a 1600-1700 m. sopra il lago del Predil.

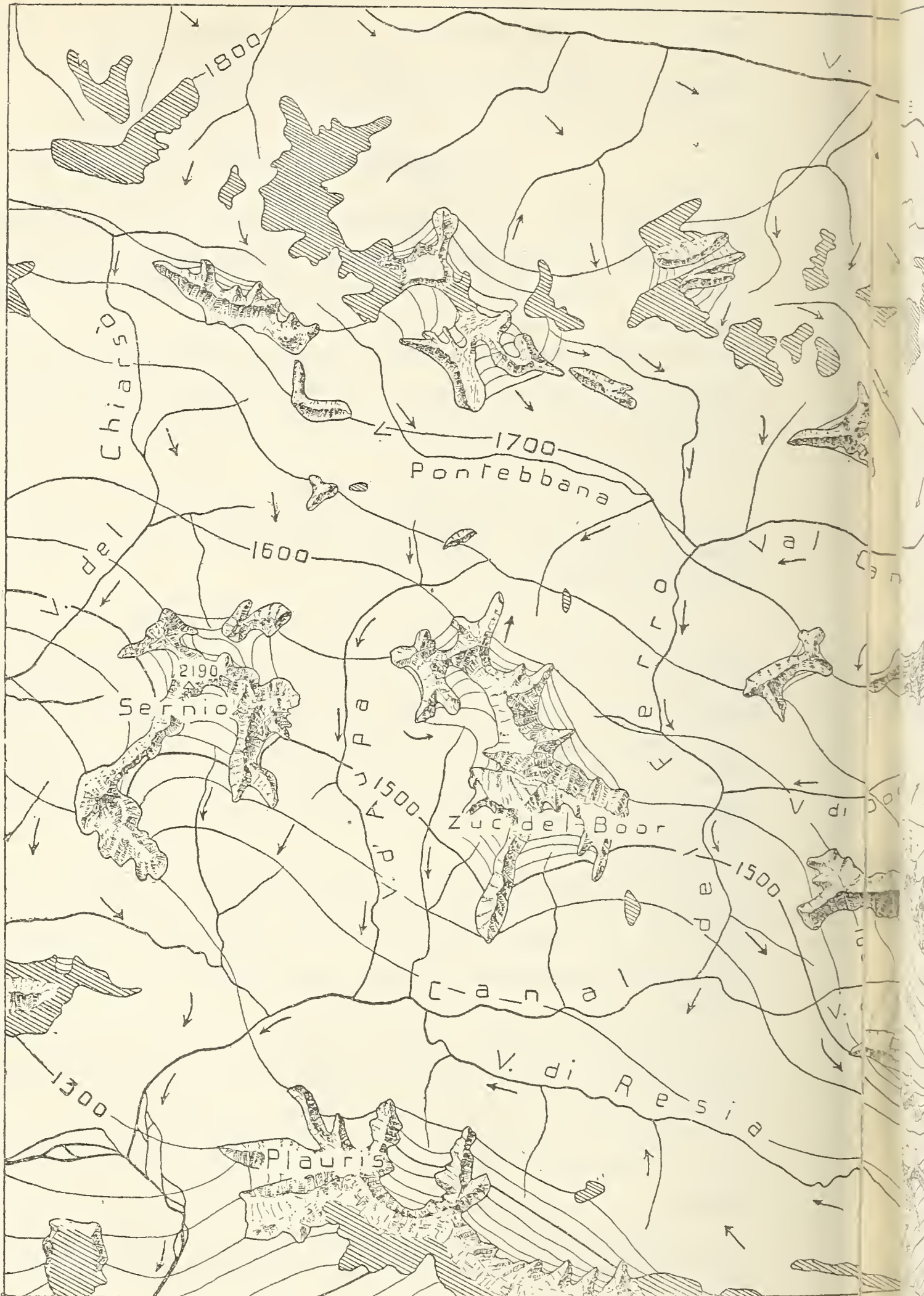
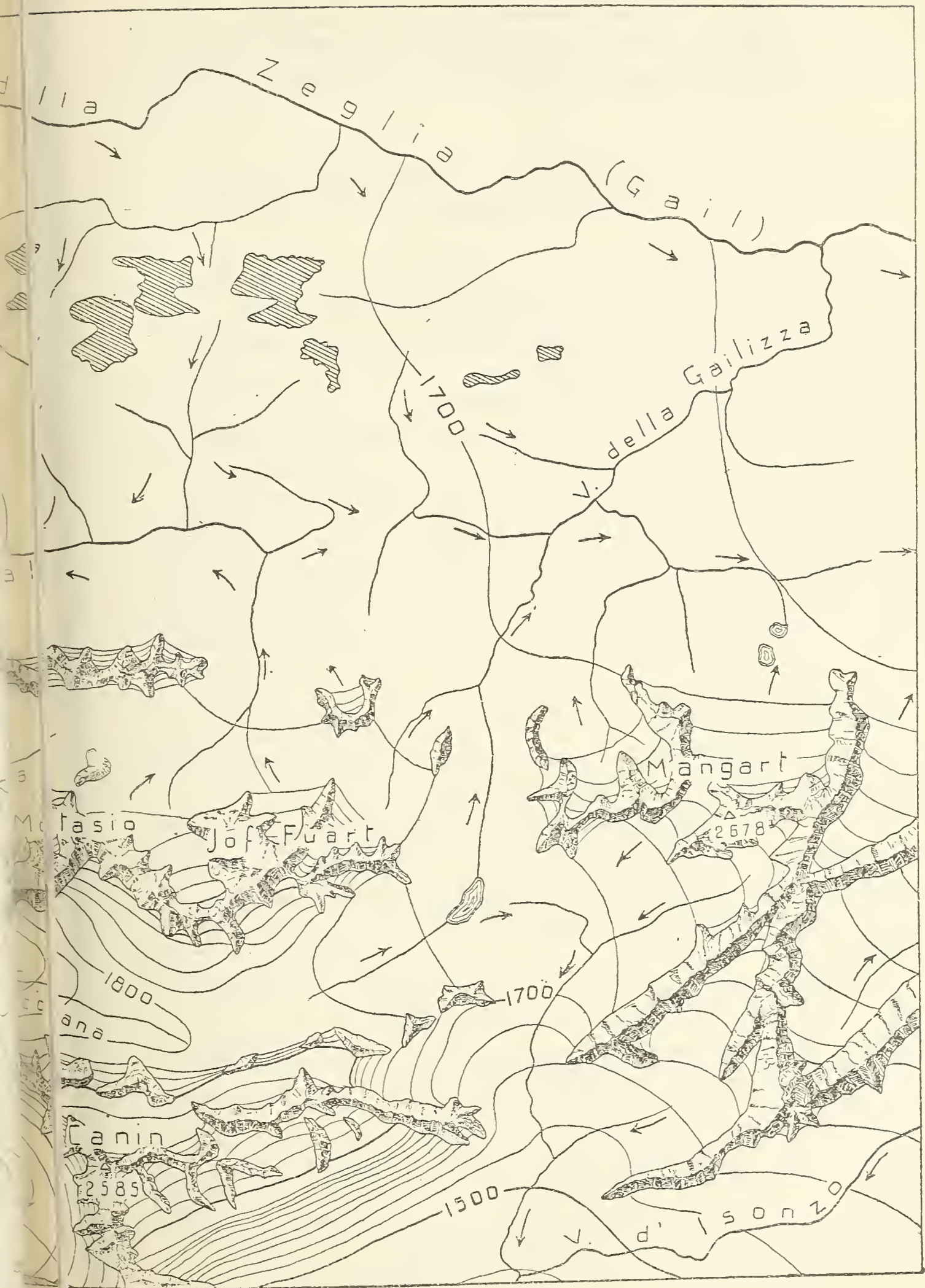



Fig. 17. — Il ghiacciaio vurmiano d[...] bacin[...]
Le frecce indicano le direzioni di movimento dei ghiacci. Le ar[...] tratt[...]
(Scala 1 : 200.0[...] equi[...]

...della ...lla durante la fase di massima espansione.
...ate ...rispondono, insieme con le creste, alle aree emergenti dai ghiacci.
...tanza ...elle curve m. 50).

A giudicare dalle lisciature glaciali del M. Re (Königsberg, 1912 m.), si può ritenere che la superficie del ghiacciaio, presso la confluenza del R. Freddo, superasse i 1660 m. e pare probabile che raggiungesse almeno 1700 m. d'altezza e forse più.

### Relazioni fra i ghiacciai della Slizza e dell'Isonzo attraverso il Passo del Predìl.

Il passo del Predìl mette in comunicazione la depressione occupata dal lago omonimo, con la valle della Coritenza, confluente dell'Isonzo presso Plezzo. Su di esso passa lo spartiacque fra il Mar Nero e l'Adriatico.

Le tracce di un forte modellamento glaciale sono impresse sui fianchi dei monti d'intorno sino quasi 1700 m. d'altezza.

Il fondo non appare molto ampio, ma la roccia in posto è ricoperta da materiali di trasporto di vario genere che subito passerò a decrivere. Verso occidente si inizia con un pendio quasi insensibile la valletta della Predilizza che, girando intorno al Luka Gora si getta, presso Bretto di Mezzo, nella Coritenza. Verso oriente, invece, il passo termina con una soglia in roccia che domina il Lago del Predìl, da cui la separa un salto di 216 m.

Presso la soglia, nell'alveo del R. Predìl che scende al lago dallo Zottenkopf, sono messi a nudo per breve tratto i materiali che rivestono la roccia in posto.

Sotto un velo superficiale di detriti di falda compaiono delle ghiaie con tracce di stratificazione, costituite da ciottoli di calcari dolomitici della Dolomia Principale e del Dachstein, di calcari bruni raibliani, di calcari oolitici e di calcari rossi con crinoidi del Giuralias.

In qualche ciottolo notai anche delle traccie di striature, per cui il deposito è da ritenersi fluvio-glaciale.

Alla base di esso però compare un banco di limo biancastro, molto sottile e inclinato verso est, ossia verso la valle della Predilizza.

Queste sono le condizioni del passo. Ma ora, prima di riprendere la ricostruzione dei ghiacciai vurmiani e dei loro movimenti in questa zona, vediamo che cosa ne hanno detto in proposito gli studiosi che mi hanno preceduto.

Il primo ad occuparsi del Predìl sotto il punto di vista glaciologico fu il TARAMELLI (*75*), il quale avendo ritrovato nella Valle d' Isonzo ciottoli di porfido rosso, che riteneva provenienti dalla valle della Slizza, ne deduceva che il ghiacciaio dell' Isonzo doveva essere alimentato attraverso il passo del Predìl da un ramo del ghiacciaio della Drava.

Questo movimento dei ghiacci da est a ovest sul Predìl, si sarebbe però verificato solo in una fase glaciale anteriore a quella « degli anfiteatri », quando cioè i ghiacciai raggiungevano, secondo l' autore, il mare Adriatico.

Queste idee venivano seguite più tardi dal GUMPRECHT (*36*) e riaffermate più volte anche dal TARAMELLI stesso.

Il PROHASKA (*63*), modificando leggermente l' ipotesi del TARAMELLI, supponeva che fosse stato « il ghiacciaio principale delle Alpi Giulie » (quale?) ad avere il suo deflusso verso sud e sud-ovest, cioè verso la valle Isonzo e, senza entrare in dettagli, per quest' ipotesi protendeva anche il SÖLCH (*68*).

Di diverso parere è invece il BRÜCKNER [1], il quale trovata la spiegazione ai ciottoli di porfido delle morene della Val d' Isonzo, in un affioramento di quella roccia segnalato dal DIENER (*19*) a mezzogiorno del passo di Moistroca, ritiene che il passo del Predìl sia stato superato durante il Vurmiano da un ghiacciaio locale del Mangart che scendeva da oriente verso occidente, riversandosi nella conca lacustre del Predìl.

Aggiunge poi che i ghiacci, da questo punto, risalivano la valle del R. del Lago e, superando la sella di Nevea (1195 m.), si dirigevano per la valle di Raccolana nel ghiacciaio del Tagliamento.

A conclusioni diverse mi portano invece le ricerche eseguite nella zona del Predìl, sebbene dieno ragione in piccola parte tanto all' ipotesi del TARAMELLI quanto a quella del BRÜCKNER.

Non v' è dubbio intanto che i materiali morenici rimaneggiati che ricoprono il deposito di limo sul passo del Predìl, provengono dal Mangart.

La prova positiva è fornita dalla natura dei ciottoli che compongono il deposito.

I calcari rossi con crinoidi del Giuralias e quelli bianchi oolitici, li trovai in posto sotto (a est) la cima del Mangart e li ritrovai, in forma di ciottoli, nelle morene che rivestono il fondo della valletta omonima sino a brevissima distanza dal passo.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1028-29.

Sullo stesso gruppo del Mangart affiorano anche i calcari bruni del Raibliano e i calcari dolomitici della Dolomia Principali e del Dachstein che ho segnalato nel medesimo deposito e che esistono pure nelle morene della valle del Mangart (1).

Mi accordo quindi col Brückner nel ritenere che un ghiacciaio proveniente da questa valle abbia superato il passo del Predìl, ma ritengo che ciò sia avvenuto dopo il Vurmiano, quando cioè il vicinissimo ghiacciaio stadiale (Bühl) della Val Coritenza, in condizioni orografiche non più favorevoli del nostro, giungeva con la sua fronte sino a una quota di 450 m. inferiore al passo del Predìl.

Ciò invece non poteva avvenire durante il Vurmiano.

Occorre intanto osservare che la supposizione del Brückner che un ghiacciaio risalisse la valle del R. del Lago sino alla Sella di Nevea per scendere in Val di Raccolana, è priva di qualsiasi fondamento.

Basta pensare alle enormi quantità di ghiaccio che si dovevano certamente riversare da numerosi ed ampi circhi e dai ripiani sia del gruppo del Canin, quanto da quelli opposti del Montasio e del Jôf Fuàrt nella valle del R. del Lago, per escludere che un piccolo ghiacciaio, come poteva essere eventualmente quello della valle del Mangart — doveva trattarsi in ogni caso di ghiacciai locali poichè mancano in tutta la Val Raccolana erratici della valle della Slizza — potesse non solo far fronte ad essi, ma anche invertire il loro naturale deflusso verso oriente costringendoli a risalire una valle.

La Sella di Nevea funzionava certamente da zona di spartizione dei ghiacci, defluenti da un lato verso la Val di Raccolana dall' altro verso quella del R. del Lago e ciò risulta anche dalla direzione dei valloni glaciali, sottostanti ai circhi, che sovrastano la sella (Tav. VI (I), fig. 2).

Se ora si osserva che il ramo orientale di questo ghiacciaio raggiungeva, in base ai dati riferiti precedentemente, una altezza di almeno 1700 m. e una potenza di circa 750 m., occorre anche ammettere che fosse in grado di superare il passo del Predìl, di 544 m. meno elevato.

---

(1) Un altro affioramento di calcari rossi giuraliasici, pure contenenti crinoidi, si trova nel Foràn del Mus (Canin), ma esso, oltre ad essere assai più lontano, giace a occidente dello spartiacque fra la Slizza e la Fella, e inoltre mancano lungo la via che porta al passo del Predil, affioramenti di calcari bruni raibliani.

Alla sua marcia verso oriente non poteva pertanto fare ostacolo il piccolo ghiacciaio sud-occidentale del Mangart, sfornito di vasti bacini di raccolta per le nevi e in ogni modo neppure lontanamente paragonabile a quelli che alimentavano il ghiacciaio della Valle del R. del Lago.

Una lingua di diffluenza di questo si scaricava evidentemente nella valle della Predilizza per il passo del Predìl e, insieme col ghiacciaio locale del Mangart, scendeva nella valle della Coritenza e da essa in quella dell' Isonzo.

Questa deviazione verso oriente del ghiacciaio del Mangart, è comprovata dalla presenza di ciottoli di calcare oolitico giuraliassico nelle morene di Bretto di Mezzo.

La corrente principale, invece, piegava per la più ampia vallata della Slizza modellandola potentemente presso la svolta e incominciando a preparare il salto che ora separa la soglia del Predìl dalla bassura del lago.

In questo modo, ossia ammettendo un movimento da oriente verso occidente dei ghiacci sul passo, non potevano pervenire nelle morene della valle della Coritenza e dell' Isonzo che rocce del gruppo del Canin, rocce diffusissime del resto in tutto il bacino di questo fiume.

Il limo, inclinato verso oriente, si sarebbe deposto durante le fasi di un ritiro quando la valle della Predilizza serviva di scarico alle acque del ghiacciaio del R. del Lago che ancora occupava il bacino lacustre, mentre era pure sbarrata verso oriente la valletta della Predilizza dalle morene e forse ancora dal ghiacciaio del Mangart.

Un' ipotesi del tutto corrispondente a quella ora esposta, fu emessa molti anni fa anche dal BRAZZÀ [1], ed è suo maggiore merito l' avere interpretato il fenomeno con tanta giustezza di vedute, pur senza conoscere con molta precisione la costituzione geologica della zona e delle morene della V. Predilizza.

Probabilmente diverse sarebbero state anche le idee del BRÜCKNER se avesse tenuto conto delle giuste osservazioni del TARAMELLI e avesse conosciuto il lavoro del BRAZZÀ, nel quale sono contenute preziose notizie e fondatissime ipotesi sui fenomeni glaciali, e tanto più degne di rilievo e di ammirazione in quanto furono esposte fin dal 1883.

---

[1] *Studi alpini nella Valle di Raccolana...* (1), pag. 34.

Mi sarà grato ritornare più volte su questo studio del BRAZZÀ che rappresenta sempre una ottima fonte di notizie e un modello di studio del genere.

È poi interessante osservare nella zona del Predil un bel esempio di variazione idrografica che serve a chiarire meglio l'origine di questo passo.

Il R. Mangart scende per lungo tratto verso ESE, ossia in direzione del passo e del Lago del Predil, ma poi a circa 3 km. da esso piega bruscamente dapprima verso mezzogiorno, indi, con un altro forte gomito, verso oriente gettandosi nella Predilizza.

Il fortissimo aumento di pendenza dell'alveo s'inizia a circa 1170 m. ossia dove il corso d'acqua incomincia a deviare dalla sua direzione primitiva. Un forte gomito e un corrispondente aumento di pendenza presenta poi anche la valletta della Predilizza nei pressi di Bretto di Sopra, passando da una direzione ONO-ESE a una NE-SO.

Si può quindi ritenere che in origine il R. Mangart si versasse direttamente nel lago del Predil passando per il passo omonimo, mentre la Predilizza, assai più breve di quello che non sia attualmente, aveva allora le sue origini sul fianco meridionale del Plagna (1553 m.)

Lo spartiacque perciò veniva a trovarsi poco più di 2 km. ad oriente del passo attuale.

Più tardi, in parte pure per effetto dei depositi morenici accumulati sul passo, ma più specialmente per la minore elevazione del livello locale di base della Predilizza (630 m. circa) rispetto a quello del R. Mangart (960 m.), la prima catturò il secondo le cui acque, anzichè dirigersi verso il Mar Nero, furono portate in Adriatico.

La valletta inferiore del R. Predil rappresenta perciò l'antico canale di sbocco del R. Mangart.

## Morene vurmiane della Valle di Fusine [1].

Gli imponenti cumuli morenici che sbarrano gli sbocchi delle valli confluenti di sinistra della valle di Fusine e si distendono sulle pendici dei monti all'intorno, presentando il carattere di morene frontali. non possono venire considerate come depositi della glaciazione vurmiana sul cui sviluppo nelle zone circostanti è già stata fatta parola.

La provenienza locale dei materiali che compongono tali morene conferma del resto questa considerazione. Ma qua e

(1) Con questo nome intendo riferirmi alla valle che va da Tarvisio al passo di Raccia.

là, al di sotto dei depositi morenici recenti e delle alluvioni fluvio-glaciali, si trovano ancora traccie di morene di fondo più antiche e che per la relativa freschezza dei materiali sono da attribuire al Vurmiano.

È però molto difficile distinguere passo a passo queste morene, che solo la presenza di materali allogeni permette di riconoscere.

Ritengo tuttavia che gran parte dei depositi che rivestono le pendici meridionali delle Caravanche, al di sotto delle alluvioni fluvio-glaciali, siano morene vurmiane data la natura dei materiali componenti osservati in alcune incisioni torrentizie.

In esse notai infatti, oltre a ciottoli di calcari paleozoici e mesozoici di età non sempre identificabile, anche frammenti di scisti marnosi e calcarei del Trias inferiore, scisti carboniferi e puddinghe quarzose, pure carbonifere.

Un frammento di quest' ultime trovai anche a breve distanza dal passo di Raccia (Ratschach).

Il Gortani (*32*) ricorda poi un ciottolo di calcare con Fusuline, che ritiene proveniente dall'alta valle della Sava, raccolto nelle morene che rivestono le pendici del Monte del Castello (Schlossberg, 1115 m.), sopra la chiesa di Fusine. Mi occuperò più avanti della provenienza di questi materiali allogeni delle morene, studiando il movimento dei ghiacciai nella zona di Tarvisio.

Aggiungerò solo che morene vurmiane di questo tipo si trovano anche più in alto, sul fianco meridionale delle Caravanche, alcune delle quali sono state riconosciute già dal Prohaska intorno a Peč e al Copa sino a 1350 m. d' altezza (*63*).

## Gli affluenti del ghiacciaio della Valle di Fusine.

Basta un rapido sguardo alla configurazione orografica dei monti che fiancheggiano la valle di Fusine per riconoscere che solo da mezzogiorno potevano giungere ad essa dei ghiacciai autoctoni.

La catena delle Caravanche infatti, oltre a non presentare valli laterali confluenti della Val di Fusine, s'eleva in questo tratto solo fino a 1546 m. (M. Petelinek), laddove dalla parte opposta, il Mangart spinge la sua cima fino a 2678 m.

Da esso discendono verso mezzogiorno la Val Romana e la valle delle Lavine (Lahn Tal) che convogliavano grandi masse

di ghiaccio verso la valle di Fusine. Nella prima l'alimento proveniva dai circhi del versante orientale delle Cinque Punte (1907 m.) da quelli del Grintuz (1923 m.), del Bücher Spitz (2020 m.) e delle Cime Verdi (Grün spitzen, 2152 m.). Il ghiacciaio scendeva poi per Val Romana confluendo con quello principale presso l'estremità occidentale della Valle di Fusine.

Ancor più grandioso del precedente doveva essere il ghiacciaio settentrionale del Mangart, nel quale si scaricavano i circhi del Ponza (2351 m.) del Mangart e del Jôf di Miezdì (Mittags Kogel, 2062 m.), e ne fa fede il profondo modellamento glaciale subito dalla valle delle Lavine che ricorda abbastanza da vicino la Val Bruna.

Altri ghiacciai minori scendevano direttamente in Val di Fusine dal circo settentrionale della Cima Larga (Breitkofel, 1990 m.) e da quello del Piccolo Ponza (1901 m.).

Questi erano i ghiacciai autoctoni che scendevano nella Val di Fusine, ma in essa dovevano giungere ghiacci anche da altre parti, come dimostrano i materiali allogeni segnalati nelle morene.

Prima però di passare a questo argomento, occorre ancora stabilire la direzione di movimento dei ghiacci nella vicina conca di Tarvisio e nella valle della Gailizza.

### Depositi glaciali nella conca di Tarvisio e nella valle della Gailizza.

Molto abbondanti sono in tutta la conca di Tarvisio e nella valle della Gailizza i depositi morenici, ma solo in parte essi appartengono alla glaciazione vurmiana.

L'elemento che serve in genere a distinguere le morene dell'ultima grande espansione da quelle stadiali, consiste nella presenza di erratici del bacino della Zeglia, ma neppure questo criterio è assoluto, poichè, in casi eccezionali, potrebbe trovarsi qualche erratico della Zeglia anche nelle morene stadiali per rimaneggiamento di morene più antiche da parte dei ghiacciai dello stadio di Bühl.

In ogni modo le morene vurmiane si sono conservate specialmente sulle falde dei monti.

Dalla cittadina di Tarvisio, una fascia continua riveste le pendici della montagna sino a Coccau e, dopo una breve inter-

ruzione in corrispondenza dello sbocco del Wagen Bach, sèguita lungo il fianco sinistro della valle della Slizza, innalzandosi qua e là sino a 1000 m. d'altezza.

Abbondano in queste morene i ciottoli striati e le rocce della Catena Carnica. Numerosi sono i blocchi di puddinga quarzosa carbonifera e caratteristici quelli con Fusuline, segnalati anche dal GORTANI [1].

Altre morene si trovano più in alto, sui fianchi del M. di Gheria e sulla sommità del Rauter B. (1342 m.).

Nella valle della Slizza le morene, con erratici della Val della Zeglia, compongono in buona parte le terrazze di sinistra sino a poco più di una decina di metri dall'alveo attuale. Sulla destra rivestono qua e là le zone più acclivi della montagna.

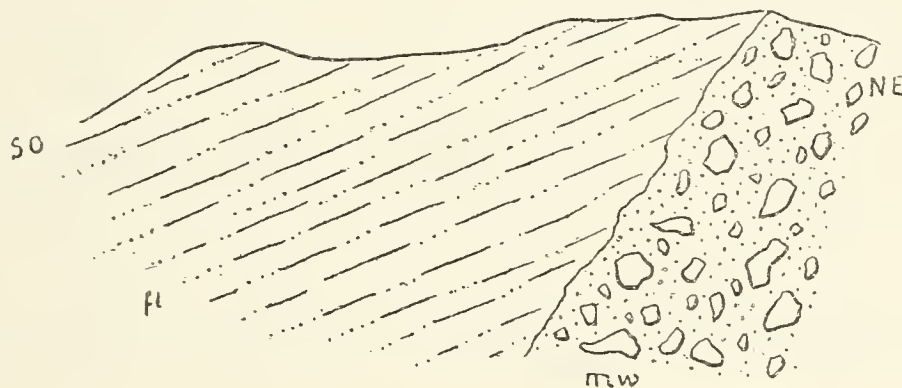



Fig. 18. — Sezione attraverso un terrazzo presso la stazione centrale di Tarvisio. — fl = fluvio-glaciale dell'oscillazione di Achen; mw = morena vurmiana.

Assai istruttivi sono anche i tagli freschi presso la stazione di Tarvisio e presso Coccau, ove si vedono dei depositi deltizi sciolti, appoggiati sulle morene vurmiane (fig. 18).

Più difficile è riconoscere le morene vurmiane nella zona meridionale del bacino di Tarvisio per il grande rivestimento di morene recenti e per la scarsità di incisioni che permettano di studiare la composizione dei materiali che formano i terrazzi.

Al Vurmiano appartengono certamente le morene sottostanti al banco di limo di Greutto, poichè contengono numerosi erratici della Catena Carnica. Non così invece quelle che lo ricoprono, formate quasi esclusivamente da rocce della Valle della Slizza.

---

(1) *Ricerche geologiche....* (*33*). 1925, pag. 222.

Pure vurmiane credo sieno le morene che rivestono le pendici settentrionali del M. Florianca. In qualche punto, laddove si appoggiano sulle marne rosse werfeniane, il limo che impasta i ciottoli presenta pure una tinta rosso vinata. Della stessa età, infine, ritengo sia buona parte degli enormi cumuli che ricoprono il terrazzo roccioso di S. Antonio e che si continuano per più di un chilometro verso oriente, penetrando nella Valle di Fusine.

## I movimenti dei ghiacci nella zona di Tarvisio.

Ho già accennato precedentemente ad una linea di spartizione dei ghiacciai esistente nella regione di Ugovizza.

A oriente di questa linea dunque, che andava dal M. Coc allo sbocco della Val Bruna — il cui ghiacciaio di fronte al M. Nebria si divideva in due rami diretti in senso opposto — il ghiaccio della Val Canale fluiva verso oriente alimentato dai rami di trasfluenza dell'alta valle di Ugovizza, della valle del R. di Bartolo e dai ghiacciai autoctoni della Val Bruna, della valle del Lussari e della valle della Slizza.

La presenza di erratici del bacino della Zeglia nelle morene della valle del Wagen Bach indica che la corrente che sorpassava lo spartiacque della Catena Carnica alla testata del R. di Bartolo, superava le selle fra il Capin (1736 m.) e il M. Nero di Tarvisio (1421 m.) e scendeva in direzione di sud-est incanalandosi nella valle suddetta (fig. 17).

Meno chiaro risulta il movimento dei ghiacci nella conca di Tarvisio.

Il problema del movimento dei ghiacci nella conca di Tarvisio richiamò varie volte l'attenzione degli studiosi. Il PENCK (*60*) in un primo tempo (1890) avendo notato una certa diffusione nel bacino dl Klagenfurt di ciottoli di porfidi, che riteneva provenienti dalla regione di Raibl, e ritenendo allora che la superficie del ghiacciaio presso Tarvisio fosse più elevata che quella del ghiacciaio della Zeglia, aveva supposto che i ghiacciai autoctoni delle Alpi Giulie si scaricassero in buona parte, attraverso la valle della Gailizza in quella della Zeglia.

Della stessa opinione era anche il FRECH (*21*), mentre il PROHASKA (*63*) stabilì che gli erratici porfirici di Klagenfurt potevano anche provenire dalla Valle della Zeglia e che quindi non v'era alcuna ragione per supporre un movimento di ghiacci da sud a nord nella valle della Gailizza.

A questa ipotesi s'accostò allora anche il PENCK (*61*), tanto più che nuovi erratici rinvenuti sull'Alpe di Villacco a 1650 m. indicavano che l'altezza della superficie del ghiacciaio nella conca di Tarvisio e nei dintorni di Arnoldstein doveva essere su per giù la stessa.

Secondo il PENCK dunque, nella valle della Gailizza o non v'era alcun movimento delle masse di ghiaccio, o, se v'era, queste si movevano dal nord verso sud, ossia in senso opposto al pendio della valle.

Il BRÜCKNER poi, seguito pienamente dal PENCK, per avere osservato nei dintorni di Tarvisio dei depositi deltizi intercalati fra due morene, che doveva evidentemente ritenere vurmiane, ([1]), immaginò che all'inizio dell'ultima espansione glaciale, il ghiacciaio della Zeglia insinuasse una lingua di ghiaccio nella valle della Gailizza, fin circa all'altezza di Coccau, sbarrandola completamente; che in seguito a questo sbarramento si formasse un lago, con lo specchio d'acqua a circa 800 m., fornito di un emissario che scaricava le acque verso Camporosso e la valle della Fella; che infine, interrato il lago, il ghiacciaio della Zeglia, in una nuova fase di avanzamento invadesse tutto il bacino di Tarvisio deponendo altre morene sopra i materiali deltizi.

Naturalmente i ghiacciai delle Giulie non avrebbero dovuto arrivare, mentre si compivano questi fenomeni, nemmeno sino allo sbocco delle loro valli.

Gli stessi avvenimenti immagina il PENCK, come si vedrà più avanti, anche dopo la fine del Vurmiano, forse durante lo stadio di Bühl.

L'ipotesi del BRÜCKNER e, come dirò poi, anche quella del PENCK, non possono essere da me accettate, poichè contrastanti con le osservazioni fatte nella conca di Tarvisio e nella valle della Gailizza.

Rilevo intanto che in tutti i punti ove ho potuto vedere una intercalazione dei depositi deltizi fra morene, si tratta sempre di una morena vurmiana inferiormente, con erratici originari senza alcun dubbio dalla Catena Carnica, e di una morena stadiale superiormente, formata da materiali provenienti dalla valle della Slizza o dall'alta Val Romana, nelle quali sono rappresentati i livelli più alti del Paleozoico, e quasi tutto il Trias.

Del resto il BRÜCKNER non indica affatto la natura delle morene fra cui ha osservato il banco di materiale deltizio. Ma poi lo stesso autore ha evidentemente confuso il conglomerato interglaciale con i depositi deltizi più recenti (post-glaciali), poichè nell'indicare le varie pendenze degli strati del suo delta singlaciale vurmiano, si riferisce ad alcune località, da me visitate, in cui appunto affiorano i conglo-

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter* .... (*61*), pag. 1085.

merati deltizi ricoperti da morena, e ad altre in cui invece i depositi deltizi sciolti, ricoprono le morene vurmiane.

Devo poi osservare che nelle morene vurmiane di tutto il Tarvisiano i blocchi di porfido rosso e di rocce tufacee connesse coi porfidi, sono così frequenti ed abbondanti, da far pensare proprio ad una commistione di materiali delle Alpi Carniche con quelli della regione marginale delle Giulie e specialmente della media e bassa valle della Slizza.

D'altronde le morene vurmiane di Tarvisio sono tutte morene di fondo, ricche di ciottoli striati e di limo che qua e là forma anche delle lenti (1). Morene con traccie non rare di stratificazione, le quali dovevano necessariamente essere formate in buona parte da materiali delle due valli delle Giulie che sboccano proprio nella conca di Tarvisio, mentre i materiali della Zeglia potevano arrivarvi solo scavalcando la Catena Carnica o risalendo la valle della Gailizza.

Gli erratici provenienti con certezza dal bacino della Zeglia non sono in realtà molto abbondanti nelle morene del Tarvisiano, nè facilmente riconoscibili. Esse sono formate per lo più da rocce paleozoiche della Catena Carnica e triasiche della valle della Gailizza e del Rio Bianco.

Caratteristici i numerosi ciottoli di porfido nelle morene della valle della Gailizza.

Che in quest' ultima non sieno presenti come erratici i calcari del Dachstein, è un'affermazione azzardata del Penck, poichè fra i numerosissimi tipi di calcari che compongono i ciottoli delle morene, neppure l'occhio molto esercitato di un geologo conoscitore della regione, può lì per lì riconoscere un ciottolo di calcari del Dachstein da altri consimili di altra età.

D'altronde, dato il complesso dei movimenti dei ghiacciai (v. fig. 17) non è probabile che i calcari del Dachstein abbiano avuto molta diffusione nelle morene vurmiane di Tarvisio e, se mai, essi dovettero venire distribuiti nella parte meridionale della conca.

Ma a proposito di queste questioni avrò occasione di ritornare più avanti, parlando delle morene stadiali.

Devo invece notare che l'ipotesi del Brückner appare inverosimile anche solo se si pensa alle condizioni orografiche della valle della Slizza e del Rio Bianco, le quali hanno le loro radici a breve distanza dalla conca di Tarvisio, nel cuore delle Alpi Giulie e per di più sono incise sul versante settentrionale di queste. Condizioni tutte favorevolissime allo sviluppo di glaciazioni autoctone, come ho fatto cenno sopra, e come vedremo meglio trattando dello stadio di Buhl; mentre

(1) Da non confondersi però coi banchi di limo più recenti, che, come vedremo, esistono nella conca di Tarvisio.

il ghiacciaio della Zeglia aveva i suoi principali centri d'alimento molto lontani da Arnoldstein.

Come si può allora immaginare che mentre il ghiacciaio della Zeglia era così sviluppato da risalire la valle della Gailizza, quelli delle Giulie non erano ancora riusciti ad affacciarsi alla conca di Tarvisio?

La presenza di numerosi ciottoli di porfido e di rocce tufacee ai primi connesse, che ritengo provengano in buona parte dai dintorni di Riofreddo, insieme con altre rocce fossilifere dei dintorni di Raibl nelle morene vurmiane della conca di Tarvisio e in quelle della valle della Gailizza, rocce frequenti specialmente nei livelli inferiori della morena, mi fa pensare che sia avvenuto proprio l' opposto di quanto suppone il Brückner e che cioè i primi ad invadere la conca di Tarvisio e a penetrare in parte nella valle della Gailizza, sieno stati appunto i ghiacciai della valle della Slizza e del Riobianco. Successivamente, ossia durante la fase di massima espansione, quando la Catena Carnica era stata superata dal ghiacciaio della Zeglia, e dalla Val Canale giungeva nella conca di Tarvisio una corrente di ghiaccio diretta da ovest a est, allora i due ghiacciai delle Giulie venivano ad essere entità troppo piccole per esercitare un' influenza decisiva sul movimento delle masse gelate, le quali, seguendo il naturale impulso e le vie più adatte al loro movimento, dovevano prendere una direzione prevalente da occidente verso oriente (fig. 17).

Questa supposizione trova conferma in alcuni erratici di calcare con Fusuline segnalate recentemente dal Gortani (1) nelle morene soprastanti alla chiesa di Fusine e ritenuti in un primo tempo come provenienti dall'alta valle della Sava.

Questi erratici, insieme con altri dello stesso tipo, indicati più tardi dallo stesso autore (2), nelle morene soprastanti all'abitato di Tarvisio insieme con i blocchi di puddinga carbonifera e di altre rocce paleozoiche, provengono, secondo me dalla Catena Carnica e non solo dal versante meridionale, ma anche da quello settentrionale com' è indicato nella cartina fig. 7.

In conclusione dunque, i ghiacci della regione di Tarvisio erano diretti da ovest verso est, scaricandosi verso la valle di

---

(1) *Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche...* (*32*), pag. 109.
(2) *Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche...* (*33*), pag. 222.

Fusine e, dopo aver ricevuto i contributi delle glaciazioni autoctone delle Giulie, superavano lo spartiacque incerto di Raccia per riversarsi nel bacino della Sava (1).

La valle della Gailizza rimaneva perciò un po' estranea al movimento dei ghiacci che in parte l'attraversavano quasi perpendicolarmente alla sua direzione. Le due correnti maggiori e parallele, infatti, dovevano percorrere la valle della Zeglia e la depressione valliva V. Canale - valle di Fusine-alta Sava.

### Relazioni fra i ghiacciai della Zeglia e della Pontebbana.

Già da tempo il Brückner (*61*) riferendosi all'altezza calcolata dal Penck per il ghiacciaio della Zeglia, riteneva che quest'ultimo avesse oltrepassato con un suo ramo di trasfluenza il passo di Meledis (Straninger Alm, 1570 m.) fra la valletta dello Straninger Bach e del Rio di Lanza, affluente del Chiarsò, da cui si sarebbe poi spinto nella valle del Chiarsò.

Che questo passo sia stato superato dai ghiacciai, si può facilmente riconoscere anche dal modellamento subito; solo ritengo che la larghezza della colata raggiungesse quasi due chilometri, anzichè 200 m. come indica il Brückner e ciò mi pare confermato dall'altezza che raggiungeva in quei paraggi il ghiacciaio della Zeglia, ossia non meno di 1750 m.

Il Gortani poi aggiungeva che attraverso il passo di Casòn di Lanza (1567 m.), ed altri ancora di cui mi occuperò più avanti, il ghiacciaio del Chiarsò comunicava con quello della Fella (Pontebbana).

Se si tiene presente l'altezza già calcolata per il ghiacciaio un po' più a nord, e cioè 1750 m., non vi può essere dubbio che durante le fasi di massima espansione anche questo passo fosse sepolto sotto i ghiacci. Si tratta ora di stabilire la direzione del movimento di essi, ossia se si movevano da occidente verso oriente o in senso opposto.

Alcuni dati in proposito mi hanno offerto gli erratici e altri indizi si possono avere nella configurazione orografica della regione circostante al passo.

---

(1) Questo movimento dei ghiacci trova conferma anche nelle determinazioni relative all'altezza della superficie del ghiacciaio eseguite dal Brückner, le quali indicano che detta superficie, nella depressione Valle di Fusine-Alta Sava, s'andava deprimendo da ovest verso est.

Si può intanto osservare che se il ramo di trasfluenza che superava il passo di Meledis non avesse trovato serie resistenze da vincere nei suoi movimenti, davanti allo sprone del Cul di Creta si sarebbe dovuto dividere in due rami diretti uno — il maggiore — verso la Val del Chiarsò, l'altro, verso l'alta valle di Lanza, traboccando per il passo Cason di Lanza in Val Pontebbana.

La presenza di anageniti carbonifere in tutte le morene della Val Pontebbana e il fatto che un affioramento abbastanza esteso di queste si trovi proprio intorno al passo, dimostra che v'era, durante il Vurmiano, un movimento di ghiacci da occidente verso oriente.

La corrente però in questa direzione doveva avere una importanza assai più limitata di quella che scendeva diretta verso il bacino del Chiarsò. In direzione contraria a quella supposta per il ramo di trasfluenza della Val Pontebbana, scendeva infatti per la valle del Trog B. un ghiacciaio, alimentato dagli ampi circhi del M. Cavallo (2239 m.) e dall'altipiano della Creta di Aip (2282 m.) che, per quanto si può giudicare dalla vastità della sua regione d'alimento e dalla configurazione della valle che lo riceveva, doveva certo possedere una potenza non indifferente. Minori ghiacciai dovevano anche scendere dai circhi del versante settentrionale del M. Germula (2145 m.) nell'alta valle del R. di Lanza.

Se questi ghiacciai avessero dovuto contrastare la marcia a tutto il grandioso ramo di trasfluenza che passava per il passo di Meledis, certamente essi sarebbero rimasti senza effetto, ma quel ramo di trasfluenza trovava il suo naturale sbocco direttamente nella valle del Chiarsò, per cui solo un ramo secondario di diffluenza poteva penetrare nell'alta valle del R. di Lanza. In tali condizioni, la resistenza da vincere da parte dei ghiacciai autoctoni, veniva ad essere molto attenuata, ma non per questo annullata.

In complesso pare probabile che le due correnti di ghiaccio che s'incontravano nei pressi del Passò Casòn di Lanza più che dare origine ad un forte moto di trasfluenza del ghiaccio verso oriente o verso occidente attraverso il passo, tendessero a cercare sfogo in altre direzioni e cioè verso mezzogiorno.

Così il ghiacciaio del Trog B. giunto all'altezza del M. Valdolz, piegava verso sud infilandosi nella Val Pontebbana e

traboccando per la Forca Pizzùl [1] (1709 m.) nella valle del Chiarsò; dall'altra parte del passo, il ramo di trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia, pur occupando l'alta valle del R. di Lanza, si riversava in quella del Chiarsò senza trasfluire nella Val Pontebbana (fig. 17).

Forse a questa attenuazione del movimento dei ghiacci lungo la zona di contatto delle due colate, si potrebbe attribuire il modellamento dei due contrafforti del M. Lodin e del M. Valdolz che sporgono nella Val Pontebbana.

### Morene vurmiane e arrotondamenti glaciali nella Val Pontebbana.

Già ho ricordato i grandi cumuli morenici che ingombrano lo sbocco della valle del R. Bombaso presso l'estremità inferiore della Val Pontebbana e quelli minori che rivestono i monti a nord di Pontebba.

Sul versante meridionale della valle i rivestimenti morenici sono ancora più estesi e di essi troviamo vari cenni anche in un lavoro del Gortani (*26*).

Un grandioso ammasso di materiali morenici riveste tutto il M. Fortin e il fianco meridionale della valletta di Studena.

Sul lato opposto di questa, altri depositi del genere, costituiscono in buona parte i terrazzi di C.$^{se}$ Costa (fig. 19) e ricoprono il fianco del M. Glazât (1351 m.) sin presso la cima.

Un piccolo velo morenico riveste la selletta che separa il Glazât dal Cuel des Jèrbis (1540 m. M. Andri della Tav. Pontebba) ed un altro quella più elevata (1475 m.) sottostante alla Crete di Cereschiatis (1665 m.).

Ma assai più interessanti non solo per i depositi morenici, ma anche per le forme d'erosione glaciale sono la sella di Ladussêt (1323 m.) e la dorsale che da questa sale al Cuel des Jerbis.

La regione ondulata intorno a Cas. Ladussêt è occupata da numerose conche intercomunicanti, tracce di piccoli bacini lacustri interrati di cui oggi rimane ancora traccia in uno stagno, rivestito di vegetazioue palustre, di appena 1900 mq. di superficie e di circa 1 metro di profondità, 200 metri a ovest della Casera (*27*). Fra le conche, s'elevano delle cupole

---

(1) Questa forca fu infatti, come indicò il Gortani (*29*) sorpassata dai ghiacci.

rocciose tipicamente arrotondate ed altre sorgono pure sulla dorsale del Cuel des Jèrbis sì che nel complesso possiamo riconoscere un caratteristico esempio di paesaggio montonato.

Abbondano dovunque i materiali morenici, che rivestono anche il fianco settentrionale del Cuel des Jèrbis e le sue propaggini, sino a breve distanza dalla vetta.

Fig. 19. — Morene vurmiane e alluvioni fluvio-glaciali terrazzate nella valle di Studena.

Frequenti in queste morene sono i ciottoli di puddinga quarzosa carbonifera e un grosso blocco della medesima roccia osservasi non lungi dalla Casera.

Altri depositi morenici si notano poi anche presso il gomito del R. de Liùs, intorno a Forca Pradulina (1483 m.) e allo sbocco del Rio omonimo. Presso il fondovalle, sempre sulla destra, morene, in parte rimaneggiate, compaiono in più punti lungo le pendici del M. Glazât.

Giova ricordare anche la costituzione di questi depositi del lato destro della Val Pontebbana, poichè ci servirà più tardi nella determinazione dei movimenti dei ghiacciai. In essi, come per primo osservò il Taramelli (*74*), compaiono fra i vari tipi di calcari e scisti paleozoici e mesozoici, numerosi blocchi di puddinga carbonifera del Pramollo (Nassfeld), e il Gortani (*26*), nelle morene del Glazât e del Fortin rinvenne frammenti di calcari rosei con Fusuline e Schwagerine che ritiene provenienti o dalla Creta di Aip (Trogkofel) o dal gruppo del M. Gàrtena (Troger H., Reppewand).

Passando ora al versante settentrionale, troviamo dei materiali morenici vurmiani, ricoperti da alluvioni fluvio-glaciali, di fronte a Cas. Coste, presso la riva sinistra del torrente, ma il deposito più potente e vasto s'incontra presso Chiarbonariis (Carbonarie della Tavoletta). Un grande mantello morenico riveste tutto il fianco della montagna sino a circa 1200 m. d'altezza. Numerosissimi fra i materiali, i ciottoli di puddinga quarzosa carbonifera che costituiscono anche due enormi massi erratici presso le ultime case — verso monte — di Chiarbonariis, gli scisti pure del Carbonifero, i calcari devoniani ecc. Veli morenici ed erratici si notano spesso lungo la via che porta al Passo Casòn di Lanza anche a monte della Malga Riosecco. Una piccola chiazza morenica con ciottoli striati, contenenti delle puddinghe quarzose carbonifere, osservai a 1200 m. sopra uno sprone presso il Trog B. e le medesime puddinghe sono sparse come erratici in abbondanza presso la Caserutte (1400 m.) e provengono dagli affioramenti che stanno in vicinanza del Passo Cason di Lanza e sui fianchi della Creta di Aip.

## Il ghiacciaio della Pontebbana.

In condizioni molto singolari doveva trovarsi il ghiacciaio della Pontebbana per i numerosi fenomeni di trasfluenza che ci sono rivelati dalle morene e dagli erratici e dalle impronte morfologiche glaciali. Tutta la dorsale Salinchiet-Cullâr-Glazât è tipicamente modellata e arrotondata dai ghiacciai e su di essa si incontrano spesso erratici e morene contenenti rocce del versante opposto della Val Pontebbana.

La colata che scendeva dal Trog B., dopo aver traboccato attraverso la Forca Pizzûl (1709 m.), girava intorno al Monte

Salinchièt (1880 m.) e sotto la spinta di numerosi ghiacciai locali, provenienti dal gruppo del Monte Cavallo (Rosskofel), doveva riversarsi per Forca Pradulina (1483 m.) e Cas. Turrièe nel bacino del Chiarsò (fig. 17). A oriente del Cullâr, la dorsale che separa la Val Pontebbana dalla Val d'Aupa, si va ancora deprimendo, per cui un grandioso ramo di trasfluenza poteva superare la sella di Ladussèt, scaricandosi direttamente in Val d'Aupa. Nessuna cima intorno però poteva emergere dai ghiacci, che è probabile raggiungessero in questa zona almeno 1700 m. d'altezza [1]. Presso lo sbocco della valle, ancora maggiore era la spinta che ricevevano i ghiacci dal nord per opera specialmente del grande ghiacciaio del Bombaso. Nelle morene della valletta di Studena e, come vedremo anche in Val d'Aupa, abbondano, come già riconobbe il TARAMELLI *(74)* le rocce del Pramollo (puddinghe quarzose del carbonifero), per cui non v'è dubbio — già l'ammise anche il GORTANI *(26)* — che il ghiacciaio del Bombaso si scaricasse attraverso la bassa insellatura di Cereschiatis (1091 m.) in Val d'Aupa. Così i ciottoli di calcari rosei con Fusuline e Schwagarine segnalati dal GORTANI stesso nelle morene della valle di Studena, sarebbero provenuti dal gruppo del Gàrtena. La potenza del ghiacciaio del Bombaso può essere anche riconosciuta dal fatto che il suo movimento verso sud-overt, nella valle di Studena, non era ostacolato dal ghiacciaio locale del Gleriis che gli scendeva di contro e che pure doveva avere un discreto spessore almeno a giudicare dal modellamento glaciale subìto dalla valle che lo conteneva. Questo ghiacciaio quindi era costretto a girare intorno a Cima Valerie per scendere anch'esso in Val d'Aupa.

### Il ghiacciaio vurmiano nei dintorni di Pontebba.

A Pontebba avveniva la confluenza fra il grande ghiacciaio che occupava la Val Canale e quello che scendeva dalla Val Pontebbana. Lo sprone di confluenza del M. Brizzia è tipicamente modellato dai ghiacciai. Fra i materiali morenici dei dintorni di Pontebba i numerosissimi ciottoli di puddinga

---

(1) A occidente infatti superavano Forca Pizzûl alta 1709 m., nei pressi di Pontebba abbiamo trovato precedentemente un' altezza di circa 1700.

quarzosa carbonifera — segnalati anche dal TARAMELLI (*74*) e dal GEYER (*23*) — indicano che il ghiacciaio proveniente dal Pramollo si scaricava non solo, come si è visto, verso la valle di Studena, ma anche verso quella della Fella ([1]). L'afflusso di ghiacci in questa zona doveva essere perciò grandissimo e inoltre il Canal del Ferro che all'inizio, presso Pontebba, è relativamente angusto e chiuso ai lati da montagne considerevolmente elevate, (Tav. V (II), fig. 1), non poteva comodamente accoglierli. Alla mancanza di un comodo sfogo verso mezzogiorno, è quindi da attribuire in parte la diffluenza del ghiacciaio del Bombaso, che, trovando la via ingombra per scaricarsi nella direzione più comoda, ossia verso sud, era costretto a rivolgersi in parte verso oriente ove meno ostacoli s'opponevano al suo movimento.

Appare quindi del tutto giustificata e proporzionata a queste condizioni anche l'altezza di 1700 m., calcolata per il ghiacciaio, durante la massima espansione, presso Pontebba — altezza che il BRÜCKNER invece stimava a soli 1500-1550 m. ([2]) — il che equivale a una potenza di 1200 m.

Siamo così giunti al punto in cui le varie radici del ghiacciaio si innestano al tronco, ma qui il fenomeno non è così semplice come può sembrare a primo aspetto, poichè i « tronchi » e i rami che a questi s'attaccavano erano più d'uno. Ne possiamo intanto distinguere due principali, corrispondenti alle due valli trasversali che hanno le loro origini più a nord: il Canal del Ferro e la Val d'Aupa. Ambedue convogliavano i ghiacci provenienti dalla valle della Zeglia attraverso la Catena Carnica e quelli di alcuni ghiacciai locali, verso il Tagliamento. Altri rami minori erano quelli che scendevano direttamente verso mezzogiorno per fenomeni di trasfluenza, come quelli di Forc. Bieliga, di Forc. Ladussèt, ecc. I due ghiacciai principali si potevano mantenere per lungo tratto indipendenti, essendo separati dall'alta catena del Zuc del Boor. Poi il minore (ghiacciaio dell'Aupa) finiva per gettarsi nel maggiore.

---

(1) Per quanto affioramenti di questa roccia esistono anche in Val Canale, ma sono poco numerosi, molto limitati in superficie a differenza del Pramollo ove sono assai estesi.

(2) *Die Alpen im Eiszeitalter* .... (*61*). pag. 1007.

Nella descrizione terrò quindi distinti i due ghiacciai occupandomi prima del ghiacciaio della Fella in senso stretto e dei nuovi rami d'alimento che gli inviavano i rilievi circostanti, poi di quello dell'Aupa, che, rispetto a quelli delle altre valli laterali della Fella, si trovava in condizioni assolutamente speciali e molto simili a quelle del suo collettore, il ghiacciaio della Fella.

### Modellamento glaciale del Canal del Ferro.

Il modellamento glaciale del Canale del Ferro si manifesta tanto nelle linee generali, ossia nella forma complessiva della valle, quanto anche nei dettagli (arrotondamenti, lisciature, striature, ecc.). Riguardo alla prima si osserva un graduale sviluppo della tipica sezione a *U* della valle man mano che si procede da Pontebba verso lo sbocco. Da principio il suolo della valle è molto ristretto, i fianchi piuttosto irregolari, ma pure erti e scoscesi. Poi, quando si arriva a Chiusaforte il suolo si allarga, i fianchi assumono quella rapidità e in genere quella configurazione che è propria della valle glaciale.

I margini del truogolo glaciale giacciono in genere a circa 500 m. d'altezza sul fondo della valle attuale, ma anche al di sotto vi sono, come ho già avuto occasione di ricordare altrove, tracce di truogoli incastrati nel primo sotto forma di terrazzi.

Occorre poi ricordare alcune strozzature della valle già segnalate dal Brückner (*61*), a monte dello sbocco delle valli laterali. Così a monte dello sbocco della Val di Resia v'è la stretta del Ponte Peraria; a monte dello sbocco di quella di Raccolana v'è la stretta di Cadramazzo, a monte dello sbocco della Val di Dogna le due strette di Mincigòs e di Ponte del Cristo. In genere non manca anche, in corrispondenza di queste strette, un'accentuazione della pendenza dell'alveo, ma per lo più è appena avvertibile.

Il Brückner spiega queste particolarità morfologiche come una conseguenza del maggiore ultraffondamento delle valli, causato dall'aumento della massa del ghiacciaio principale dopo che esso aveva ricevuto alimento da una valle confluente. Nota inoltre che, a proposito della Val Fella, i gradini del fondovalle — in realtà non si possono chiamare gradini (Stufen),

poichè non danno luogo nè a cascate d'acqua, nè a rapide avvertibili — vanno diminuendo da monte a valle corripondentemente al fatto che la proporzione fra ghiacciaio principale e ghiacciai laterali aumentava sempre più, da monte a valle, in favore dei secondi.

Che realmente un' influenza sensibile nel modellamento della valle, presso le zone di confluenza, l'abbiano esercitata i ghiacciai, non v'è dubbio, poichè basta dare uno sguardo ai tratti minuti per riconoscere, più che altrove, numerose le lisciature, gli arrotondamenti, ecc., ma quanto al voler attribuire proprio ad essi tutte le ricordate particolarità morfologiche, mi sembra non del tutto giustificato. Già intanto, anche le acque correnti tendono a compiere un analogo lavoro corrispondentemente all'aumento di massa e quindi di potenzialità erosiva che si verifica a valle di una confluenza e, se si vuole scendere al caso concreto del Canale del Ferro, si può notare che appunto la massa d'acqua della Fella va aumentando tanto più rapidamente quanto più si procede dallo sbocco del T. Dogna a quello del T. Resia e del T. Aupa, i quali ultimi si trovano a brevissima distanza fra loro. Ma poi un altro elemento importante da cui non solo non si può prescindere, ma che anzi occorre mettere in prima linea, è la natura geolitologica dell'alveo. Nulla c'è da ridire quando essa è uniforme: questo però non e il caso del Canale del Ferro. La stretta di Ponte Peraria termina dove s'inizia un affioramento di rocce facilmente erodibili del Raibliano; quella di Cadramazzo incomincia invece dove cessa un affioramento di tali rocce. Non parlo poi delle due strette di Mincigòs e di Ponte del Cristo, fra Dogna e Pontebba, che corrispondono proprio a due zone di rocce molto resistenti all'erosione (Dolomia infraibliana e calcari dell'Anisico) intercalate fra rocce assai più facilmente erodibili (fig. 20).

Con ciò non voglio escludere una notevole influenza dei ghiacciai nel modellamento della valle; ho creduto solo di notare nelle valutazioni del Brückner un po' d'esagerazione, nel senso che egli attribuisce talvolta ai ghiacciai anche quello che non è - o è solo in parte - opera loro.

In ogni modo il Canal del Ferro presenta dei tratti in cui il modellamento glaciale è così vivo che si è portati naturalmente ad attribuire una certa potenza erosiva ai ghiacciai stessi. Basta dare uno sguardo ai monti intorno allo sbocco

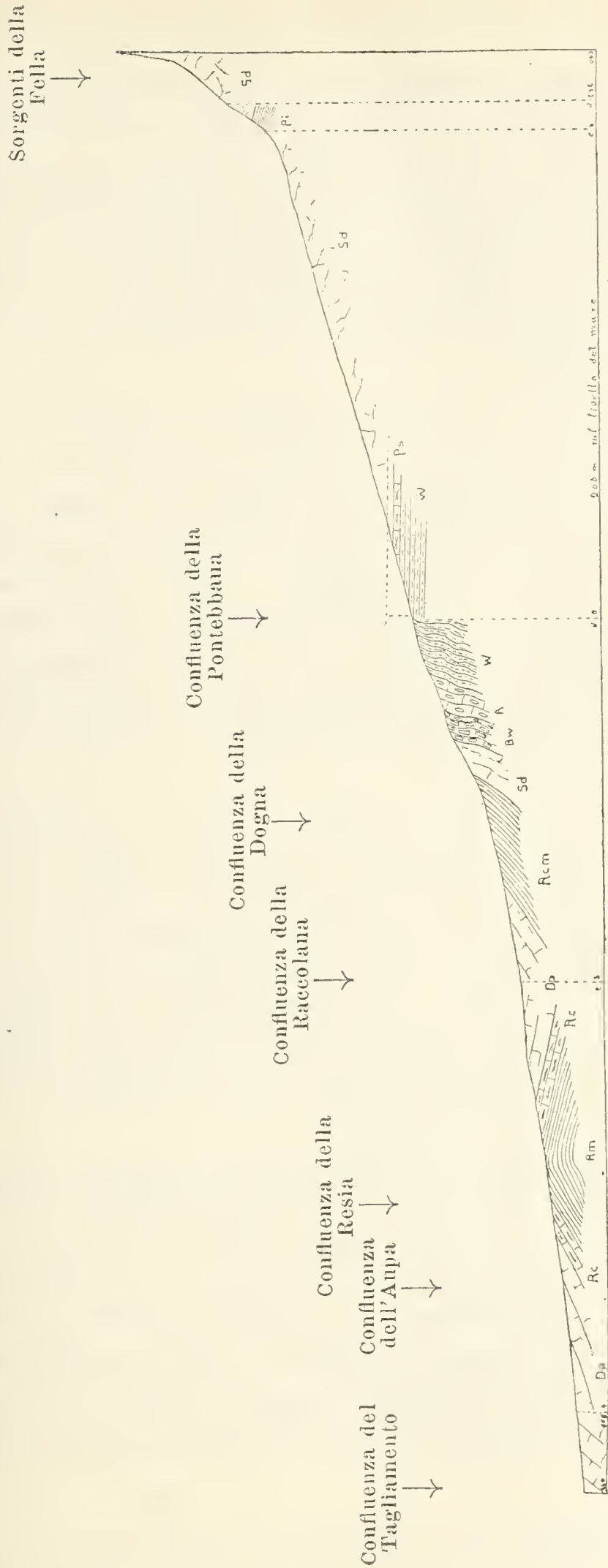



Fig. 20 — Profilo geologico lungo l'alveo della Fella.

(Scala per le distanze 1 : 350.000; scala per le altezze 1 : 17.500).

Dp = Dolomia Principale; Rc = Raibliano (facies calcareo-dolomitica); Rcm = Raibliano (facies calcareo-marnosa): Rm = Raibliano (facies scistoso-marnosa); Sd = Dolomia infraraibliana; Bw = Ladinico (Liv. di Buchenstein e Wengen); A = Anisico (conglomerati); W = Scitico (marne del liv. di Werfen); Ps = Permiano superiore (Calcari a *Bellerophon*); Pi = Permiano inferiore (arenarie di Val Gardena).

della Val di Raccolana, la quale si trova anche nelle condizioni volute (uniformità di costituzione geolitologica), per apprezzare meglio l'influenza dei ghiacciai. Tipiche e frequenti sono le montonature o gli arrotondamenti sulla dorsale Staulizze-Posâr (ad esempio la cupola calcarea di Sagata che figura anche sulla carta) (1), e la ripidezza del versante settentrionale, fra Chiusaforte e la stretta del Ponte Peraria, forse è dovuta all'erosione glaciale. Un altra zona caratteristica per le lisciature e le striature glaciali è anche la Costa Culârs, presso lo sbocco della Val Fella.

### Depositi morenici vurmiani nel Canale del Ferro.

Quantunque la conformazione del Canale del Ferro non appaia troppo adatta alla conservazione di depositi morenici per la ristrettezza delle zone pianeggianti e per la scoscesità dei fianchi, pure, non solo i pochi luoghi acconci - specialmente le superficie dei terrazzi orografici - ne sono completamente rivestiti, ma altre placche moreniche giacciono appicciccate su pendii notevolmente inclinati. Gli erratici poi sono sparsi un po' dappertutto.

Iniziando dai dintorni di Pontebba la nostra rapida rassegna, incontriamo una grande fascia morenica lungo il contrafforte meridionale del Monte Slenza da circa 1200 m. d'altezza, sino a circa 600 m. Altre morene ricoprono tutti i ripiani circostanti a Mincigòs (Cas. de Gialine-Morosine-Gran Plàn) e salgono sul fianco NO del Cuel Formian, sino a 1230 m. d'altezza. Anche i terrazzi orografici del Gran Cuel e di Plagnis sul lato destro e di Pupin, Coronis, Cuel de Baite, sul lato sinistro della valle, ne sono ricoperti.

Una delle morene più interessanti però è quella che giace sullo sprone terrazzato di Costamolino. Fra i numerosi ciottoli di calcari triassici e paleozoici che compongono la morena, compaiono anche frammenti di calcari scuri con Fusuline, calcari neri con fossili del Raibliano, porfidi rossi, tufi arenacei verdi del livello di Buchenstein, arenarie rosse di Val Gardena e scisti rossi e violacei del Werfen. Quelle che però richiamano maggiormente l'attenzione, sono le puddinghe quarzose

(1) Tavoletta « Chiusaforte ».

carbonifere, le quali sono talmente abbondanti ed in blocchi di così grosse dimensioni (superiori a 1 mc.) che vengono impiegate nella costruzione di numerosi muri a secco, come quelli che fiancheggiano la mulattiera fra Costamolino e Cas. Torgul.

Questo tipo di erratico, del resto, è frequentissimo anche nelle morene di Mincigòs e si ritrova indifferentemente sui due lati della valle. Arenarie scistose rosse del Werfen e scisti carboniferi, trovai invece quali erratici sino a 1000 m. d'altezza nel R. Agadoriòn sotto il Cuel de Barete. Altre morene esistono ancora nella valletta R. Molino mescolate con detriti, e sui terrazzi di Stav. Pale.

Fra Chiusaforte e Resiutta, i depositi morenici divengono più scarsi per mancanza di ripiani un po' estesi sui fianchi della valle. Se ne trova tuttavia sulla destra, presso Stav. Rauni (561 m.) e sopra Villanova (600-700 m.); a Stav. Polizza (757 m.), sopra Stav. Duul a circa 1000 m. d'altezza e sulla sinistra, a Stav. Gran Colle (740 m.) e lungo il R. Macilla a 690-700 m. Presso Resiutta i depositi morenici rivestono abbondantemente il rilievo che chiude lo sbocco della Val di Resia, l'insellatura fra il M. Chichi e il M. Staulizze e i terrazzi di Ovedasso.

Nella morena di Resiutta segnalata anche dal MARINELLI (*50*) notai, tra l'altro, vari ciottoli di porfido rosso e di tufi arenacei verdi del piano di Buchenstein: in quella del Chichi, calcari neri con fossili del Carbonifero. In tutte queste morene sono presenti i ciottoli striati.

Seguitando verso lo sbocco, delle morene con elementi allogeni appaiono intorno al M. Sflincis presso Stav. Lavorade (934 m.), Stav. del Verzàn (716 m.), a Cas. Polda [1] finchè troviamo la morena di Stav. Togliezzo già nota anche al TARAMELLI (*79*). Altri depositi morenici con ciottoli striati rivestono la zona di sbocco dell' Aupa, ma su questi ritornerò più avanti. Occorre piuttosto ricordare un piccolo deposito morenico, contenente « pietre verdi » che ho trovato sul M. Festa - che sorge dinanzi allo sbocco della Val Fella - a 960 m. d'altezza sopra la sella che s'apre alle origini del R. Pisanda.

In questa zona osservai degli erratici sino a 1000 m. di altezza.

---

(1) *St. Cuel Lung basso* della tavoletta Moggio Udinese.

### Altezza massima raggiunta dai ghiacciai nel Canal del Ferro.

Già ho stabilito a circa 1700 m. l'altezza delle superficie del ghiacciaio nei dintorni di Pontebba in base agli erratici e alle lisciature glaciali dei pendii intorno a Forcella Bieliga. A 1400 m. raccolsi un ciottolo di arenaria tufacea verde (Buchenstein) presso Lom sul versante settentrionale dell'alta Val di Resia, roccia che nel nostro bacino affiora solo a nord di Dogna. Parimenti il Gortani (*29*) osservò dei depositi morenici vurmiani presso la sella di Pradut e sul M. Deverdalce, ossia non lungi dalla confluenza della Fella col Tagliamento, sin oltre 1200 m. d'altezza. A 1120 m. osservai erratici della Catena Carnica nei pressi della Malga Lavaròn sul gruppo dell'Amariana.

L'altezza della superficie del ghiacciaio intorno all'Amariana doveva perciò aggirarsi intorno a 1300 m. e quindi non molto diversa doveva essere anche allo sbocco della Val Fella, Allora, presso Chiusaforte possiamo stimarla, tenendo presente l'erratico della Val di Resia, a circa 1400-1450 m.

In complesso nel Canal del Ferro si possono dunque calcolare le altezze seguenti per la superficie del ghiacciaio vurmiano:

| | |
|---|---|
| Pontebba | 1700 m. |
| Dogna | 1550-1600 m. |
| Chiusaforte | 1400-1450 m. |
| Stazione Carnia | 1300 m. |

Da cui ne risulta una pendenza di 1.8 % fra Pontebba e Chiusaforte e di 0.8 % fra Chiusaforte e lo sbocco.

Questi dati non si accordano affatto con quelli calcolati dal Brückner [1] il quale riteneva che il ghiacciaio raggiungesse appena 1550 m. nei dintorni di Pontebba e 1100 m. presso lo sbocco della Val Fella. Il ritrovamento di morene, erratici ed in genere di traccie glaciali ad un'altezza notevolmente superiore a quella su cui il Brückner fondava i suoi calcoli, spiega pienamente le differenze tra i nostri risultati e quelli del Brückner stesso, i quali ultimi peccano quasi sempre in difetto anche nella valle del Tagliamento. come ebbe occasione di riscontrare il Gortani.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1007.

### Forme glaciali e depositi morenici vurmiani nella Val di Dogna.

In verità il modellamento glaciale della Val di Dogna è assai poco evidente e, certo, meno marcato che in qualsiasi altra valle secondaria del bacino. La forma glaciale, in ogni modo, appare abbastanza bene distinta in vicinanza dello sbocco ove non mancano anche degli arrotondamenti più o meno caratteristici. Le cause di questo fatto credo sieno da attribuire sia alla presenza lungo il fondovalle e sulle pendici dei monti di rocce assai friabili (Raibliano) e quindi poco adatte a conservare per lungo tempo le forme glaciali, sia al fatto che, come vedremo meglio più avanti, uno dei più importanti rami d'alimento giungeva al ghiacciaio della Dogna dalla Val Canale a circa 3,7 Km. dallo sbocco. Ma se scarseggiano tracce del passaggio dei ghiacciai nella morfologia della valle, non difettano però le morene che ora passerò a descrivere.

Tutto il fondovalle a monte di Splans è ingombro di grandi ammassi di sfasciume morenico d'origine locale, rimaneggiato dalle acque ed in parte rivestito da detriti di falda, che credo appartenga in buona parte alle glaciazioni stadiali.

Morene più tipiche e molto potenti contornano gli sbocchi del R. di Montasio - presso St. Rive de Clade - e del R. Saline - Colle Fratte - sulla sponda sinistra del T. Dogna. Su questi depositi, che almeno in parte sono post-vurmiani, dovrò ritornare più avanti. Ricorderò invece una tipica morena di fondo con abbondanti ciottoli striati, che giace sulla destra della Dogna presso Splans a 1000-1100 m. ed un'altra, un po' più a valle, presso Stav. Sot la Stua, che pare collegarsi col sistema di morene del R. di Montasio.

Sui terrazzi di Plesice e di Costa Sacchetto si incominciano a trovare delle morene contenenti qualche raro ciottolo di provenienza allogena (pietre verdi) ed erratici dello stesso tipo si riscontrano sul pendio che sale a Stav. Costa Secca, ove giace un'altra placca di materiali morenici. Altri erratici, tra cui dei porfidi, si trovano ancora più in alto, in direzione di Cas. Bieliga, finchè si arriva alla grande morena che riveste la Forcella di Bieliga e che si prolunga per oltre 1.5 km. verso Dogna, fino a 1450 m. sul mare.

Caratteristici sono gli arrotondamenti glaciali dei pendii intorno alla Forcella e dello sprone soprastante a Cas. Bieliga,

sul quale i depositi morenici con ciottoli striati raggiungono circa 1530 m. d'altezza (fig. 21).

Ritornando al fondovalle, troviamo delle morene sui cornicioni che fiancheggiano il torrente fra Stav. Costa di Goliz e Stav. Granvalt, mentre delle altre rivestono tutti i terrazzi intorno a Chioutzuquìn e Chiout di Gus. Devo ricordare che oltre ai tufi arenacei rosso-verdi e ai porfidi quarziferi, trovai nelle morene di Chiut di Gus alcuni frammenti di puddinga quarzosa carbonifera, come pure notai che i frammenti di materiali allogeni si rinvengono sino a Plesice e non più a monte, ove le morene e gli erratici sono tutti d'origine locale.

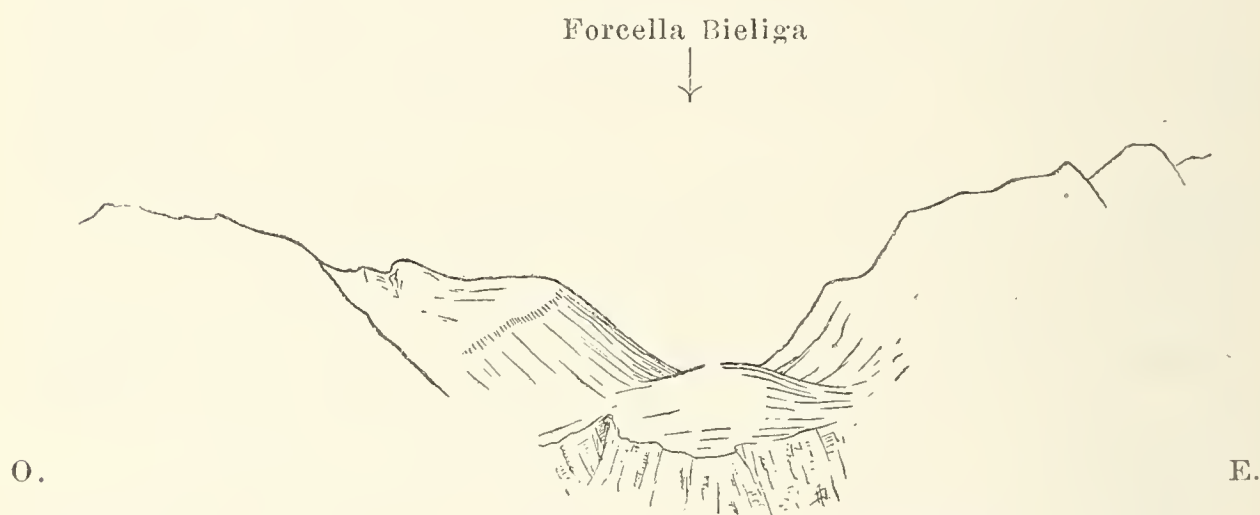



Fig. 21. — Arrotondamenti e forme d'erosione glaciale sulla Forcella di Bieliga.

Seguitando verso lo sbocco, qualche piccolo cumulo di materiali morenici si nota ancora sui cornicioni del lato sinistro della valle a breve altezza sul torrente, e altri sui terrazzi che compaiono sui due lati, presso lo sbocco della valle, sino a circa 720 m. sul mare.

## Le condizioni del ghiacciaio vurmiano a sella Somdogna.

Alle origini della Val di Dogna, fra la Testa di Valbruna (Köpfach, 1891 m.) ed il Jôf di Miezegnòt (2089 m.), s'apre un'ampia insellatura, la Sella di Somdogna (1398 m.), dal fondo pianeggiante e talora acquitrinoso e quasi sdoppiato da un dosso roccioso che s'allunga parallelamente alla sella stessa, appoggiandosi al fianco del M. Carnizza. Per quanto non manchino tracce di un modellamento glaciale in varie plaghe mon-

tonate che si notano qua e là, pure occorre ricordare che la configurazione generale della sella sta in relazione con un affioramento di marne raibliane, facilmente erodibili, compreso fra due livelli calcareo-dolomitici, e che quindi la sella stessa è certo preesistente ai ghiacciai. In ogni modo, data anche la sua scarsa elevazione, è anche certo che la sella fu ricoperta dai ghiacci durante le fasi di massima espansione.

Ma quello che interessa ora di sapere è se attraverso la sella penetrava in Val di Dogna un ramo del ghiacciaio della Valbruna o viceversa.

Da principio (*13*) credetti appunto di dover attribuire ad un tale fenomeno di trasfluenza l' apporto di frammenti di porfido e di tufi porfirici della Valbruna in Val di Dogna, ma abbandonai tosto tale modo di vedere (*18*) quando, oltre ai porfidi, trovai anche le puddinghe carbonifere, che non potevano venire dalla Valbruna, ove tali rocce non affiorano nè si trovano come materiali di trasporto.

In mancanza di erratici particolari che possano mettere sulla strada per risolvere il problema proposto e non possedendo elementi molto sicuri per stabilire l' altezza della superficie del ghiacciaio nell' alta Valbruna, bisogna affidarci ad altre considerazioni. Osservo intanto che sul versante della Testa di Valbruna che guarda verso la sella, esistono due piccoli circhi di cui uno doveva versare i suoi ghiacci in Valbruna, poichè verso di essa scende la valletta sottostante, l' altro invece, per ragioni analoghe, verso la Dogna. Ma anche dal versante meridionale del Jôf di Miezegnòt doveva scendere un ghiacciaio locale che, incontrandosi con i due precedenti sulla sella, subiva per opera loro un impulso a dividersi in due rami diffluenti verso la Valbruna e verso la Val di Dogna. Il rilievo roccioso che s' innalza a mezzogiorno della sella potrebbe perciò avere un' origine simile a quella del Nebria, quantunque in questo caso possa essere per lo meno sospettata, un' influenza della costituzione geolitologica (intercalazione di un banco calcareo più resistente all' erosione fra le marne raibliane). La Sella di Somdogna quindi, avrebbe funzionato, durante il Glaciale, da zona di spartizione fra i ghiacci della Valbruna e quelli della Val di Dogna e questa ipotesi può trovare conferma anche nella provenienza locale dei materiali morenici dell' alta Val di Dogna.

## Il ramo di trasfluenza del ghiacciaio della Val Canale nella Val di Dogna.

La presenza in Val di Dogna di rocce del versante settentrionale della catena Jôf di Miezegnòt-Schenone, che la separa dalla Val Canale (porfidi quarziferi, tufi rosso-verdi) e di rocce della Catena Carnica (anageniti carbonifere), non poteva trovare altra spiegazione che in un fenomeno di trasfluenza del ghiacciaio della Val Canale nella Valle di Dogna.

La cresta di spartiacque infatti fra il M. Schenone (1907 m.) e la Cima Sechiez (1840 m.) si deprime in un'ampia insellatura - Forcella di Bièliga - sino a 1479 m. e tutt'intorno si riconoscono nei tipici arrotondamenti dei rilievi le impronte lasciate da una potente colata di ghiaccio che traboccava attraverso la sella (fig. 21).

Non vi può essere alcun dubbio sulla direzione del movimento da nord a sud, dopo quanto è stato detto riguardo agli erratici della Val di Dogna, erratici che si riscontrano anche nella morena di Forcella Bièliga. Piuttosto conviene aggiungere che in base all'altezza, già fissata a 1700 m., che raggiungeva la superficie del ghiacciaio della Val Canale nei pressi di Forc. Bièliga, si può calcolare che il ramo di trasfluenza che penetrava in Val di Dogna avesse una larghezza di oltre 1 km. e uno spessore di circa 200 m.

Una portata quindi considerevole, anche volendo prescindere dalla velocità, capace di far fronte per un certo spazio al ghiacciaio locale della Val di Dogna, se abbiamo visto che erratici della Val Canale si riscontrano pure presso Plesice, ossia in località che, rispetto a Forcella Bièliga, si trova un poco più a monte. Per questi potrebbe tuttavia essere forse supposto un trasporto attraverso Forc. Cuel Tarond (1740 m.) che sta più a oriente, ma che tuttavia non porta tracce nè di erratici, nè di evidente modellamento glaciale.

## Il ghiacciaio della Dogna.

Raccolti così alcuni elementi essenziali per ricostruire l'antico ghiacciaio della Dogna, possiamo ora procedere speditamente nella descrizione.

Al ramo di diffluenza che scendeva verso ovest da Sella Somdogna, si univano, poco più in basso, due altri ghiacciai locali alimentati dai due caratteristici ed ampi circhi sottoposti alla cresta del Pipar (2069 m.) e dei due Pizzi (2047 m.).

Dal lato opposto della Val di Dogna, la valletta del R. di Montasio - forse anche quella del Rio Rondolòn - e quella del R. Saline, convogliavano altri ghiacci che confluivano coi precedenti nei pressi di Plèsice, dando così origine a un'unica corrente.

Subito più a valle però, giungeva sulla destra la grande colata di trasfluenza della Forcella di Bièliga che respingeva per breve tratto il ghiacciaio autoctono, confondendosi poi con esso e piegando verso occidente, cioè verso lo sbocco della valle.

Altri minori contributi di ghiaccio inviavano molto probabilmente anche le vallette discendenti, sulla sinistra, dalla catena di Montasio.

Quale altezza raggiungesse la superficie del ghiacciaio della Dogna durante le fasi di massima espansione, non si può dire con certezza. Si può tuttavia osservare che non poteva essere troppo inferiore a quella del ghiacciaio della Fella presso lo sbocco della Val di Dogna, poichè non si hanno tracce di una sua penetrazione in questa valle. Anzi, il fatto che la configurazione glaciale della Val di Dogna appaia marcata specialmente nella parte inferiore, fa pensare che il ghiacciaio, in questo tratto fluisse regolarmente da monte a valle, e ciò in grazia del forte ramo di trasfluenza che veniva a rinforzare il ghiacciaio autoctono della Val di Dogna.

### La regione d' alimento del ghiacciaio della Raccolana.

Già ho fatto cenno, al principio della seconda parte di questo lavoro, alla grande estensione del bacino d'alimento del ghiacciaio della Raccolana, bacino d'alimento che superava quello di qualsiasi altro ghiacciaio autoctono della regione presa in esame nel presente studio. Ora conviene però entrare in maggiori dettagli per stabilire con più precisione l'entità di questo alimento che da solo manteneva in vita il ghiacciaio della Raccolana.

Sul lato destro, l'alimento al nostro ghiacciaio proveniva direttamente dall'altipiano del Montasio, ricoperto da una

vasta e potente coltre di ghiaccio e anch' esso rifornito da vari ghiacciai di circo che scendevano dalla cresta del Jôf, di Cima Terra Rossa e del Buinz. Più che l' aspetto di una vera colata, il ghiacciaio meridionale del Montasio doveva possedere la forma di un grande ghiacciaio di pendio intimamente connesso col suo collettore nel quale s'incorporava senza cascate di seracchi.

Questo andamento si può desumere dalla forma complessiva dell'altipiano che s'abbassa gradualmente, guadagnando in estensione, sino a raggiungere un'altezza di 1500 m., alla quale s'inizia con un salto improvviso il truogolo glaciale. Dalla parte opposta della valle, la callotta gelata del Canin inviava nella Val di Raccolana grandi colate che scendevano, forse con cascate di seracchi, dai margini del Foran del Mus, traboccante di ghiacci.

La colata orientale era formata dalla riunione di tre rami provenienti dalla Pala Celâr, dalla regione di Prevala e dall'Ursic e dal Canin. I tre rami, incanalati nel Livinàl Lung, nel vallone del Bellepeit e nel Livinàl de Cialdèrie, si riunivano in un'unica grande colata fra il Poviz e il Pic Ladrîs (Crepeit), scaricandosi in direzione di Sella Nevea. Le altre due colate, alimentate dalla regione del Canin, del Pic di Carnizza, Pic di Grubia, scendevano del Foràn del Mus per il vallone di Blasic. Ma altre ancora superavano il cordone roccioso Cuel Sclâf-Cuel des Jerbis — come dimostrano gli arrotondamenti e le striature da esse lasciate sulla roccia — per riversarsi in grandi cascate verso l' alta valle di Raccolana. Ad esse s'aggiungevano infine quelle alimentate dai circhi del versante settentrionale del Sart (Sacs dal Sart).

In complesso l'alimento che riceveva il ghiacciaio della Raccolana dai suoi centri di glaciazioni autoctone, doveva essere veramente grandioso, specie quello che proveniva dalla regione del Canin, molto favorevole, sia per ragioni morfologiche quanto altimetriche, quanto infine meteorologiche (esposizione nord), all'accumulo di enormi quantità di neve.

## Forme glaciali della Val di Raccolana.

Anche in Val di Raccolana occorre distinguere fra le forme scolpite dai ghiacciai, le grandi linee e le forme di dettaglio. Il « Canal di Raccolana », come viene chiamato sul luogo, è

certo un esempio caratteristico di valle ad U (fig. 7). Fianchi scoscesi e levigati, interrotti da numerosi gradini sui quali s'arrestano le vallette pensili. Fondo piano ma piuttosto ristretto.

Sotto Sella Nevea, la valle s'inizia d'un tratto con una specie di stretto anfiteatro dalle pareti verticali, aperto verso occidente.

La morfologia glaciale minuta, (lisciature, rocce montonate e strie) si presenta un po' dappertutto, ma le forme tipiche s'incontrano lungo gli alvei delle colate, che scendevano dal Canin e dal Foran del Mus.

In quest'ultima zona specialmente, lo spettacolo è grandioso e interessante, poichè qui si associano quasi tutti i vari tipi di forme glaciali. Vale la pena di riportare un piccolo brano del Brazzà [1] appunto sui monti della Val di Raccolana, ove egli si preparò alle sue grandi esplorazioni africane.

« In sulle prime sulla china che da Nevea conduce a Bila Pećć non si riesce ad avvertire nessun indizio. La roccia calcareo-dolomitica è coperta copiosamente da soffici tappeti di muschi intrecciati di licheni, di felci, d'aconito giallo, di rododendri e rivestita d'abeti secolari e più in alto di larici.

Non appena giunti dove i larici sono più radi e l'erba scompare, la roccia si presenta tutta levigata e tersa come fosse da poco uscita dalle mani dell'artefice. Arrivati sull'apice della colossale trincea che sbarra il vallone scendente dal passo di Preval, lo spettacolo delle rocce montonate non può essere più bello ed istruttivo. Appena qualche piccolo ciuffo di erba color verde scuro e poi tutta una superficie bianchissima come neve che abbaglia la vista quando il sole risplende forte, liscia, liscia, a cupole che si accavallano l'una sull'altra come immense balle di cotone o come quei grandiosi « cumuli » che tante volte incoronano il sole che tramonta ».

Il Brazzà poi ricorda nel Foràn del Mus e anche sul gruppo del Montasio, numerosi esempi di « marmitte dei giganti » che ritiene d'origine glaciale. Pur con la grande famigliarità che ho con quei luoghi, non mi è mai capitàto d'incontrare vere cavità di quel genere, anche nelle località ricordate dal Brazzà, per cui credo si tratti invece di cavità carsiche, diffusissime su tutta l'alta regione del Canin e in parte - Foran del Mus - descritte come tali anche dal De Gasperi (*9*).

---

(1) *Studi alpini fatti nella valle di Raccolana....* (*1*), pag. 23.

## Morene vurmiane della Val di Raccolana.

L'uniformità di costituzione dei materiali che compongono le morene e la mancanza di erratici di origine allogena, lascia molto incerta la determinazione cronologica dei vari accumuli morenici.

Al Vurmiano sono state già da me attribuite, in ogni modo le morene cementate dell'altipiano del Montasio. Vari accumuli morenici sciolti si osservano presso lo sbocco della valle di Raccolana e in quella del Patoc, ma tutti formati da elementi locali che io attribuisco a un ghiacciaio stadiale.

Quali sieno le cause che hanno determinato la scomparsa di ogni traccia dei depositi morenici vurmiani nella Val di Raccolana rimane un po' oscuro, per quanto forse sieno da ricercare sopratutto nel grande sviluppo del ghiacciaio locale durante lo stadio di Bühl, ghiacciaio che occupava, come vedremo, tutta la valle. Ma d'altra parte non credo sia di escludersi che una parte dei terrazzi del fondovalle, ossia quella più prossima alle pendici dei monti, sia costituita da morene vurmiane celate da depositi alluvionali e detritici più recenti, analogamente a quanto accade in Val di Resia.

## Movimento dei ghiacci sulla sella di Nevea.

Già ho fatto cenno all'ipotesi del Brückner che attraverso Sella Nevea penetrasse in Val di Raccolana un ghiacciaio proveniente dalla Valle del Lago del Predil. Ho dimostrato in seguito l'infondatezza di tale ipotesi, esponendone un'altra, già proposta molti anni prima, anche dal Taramelli e dal Brazzà.

A Sella Nevea, come giustamente supponeva quest'ultimo (*1*) s'incontravano due colate provenienti da direzioni opposte e cioè da mezzogiorno quella di Crepeit, da settentrione quella del Cregnedûl. Anche in questa zona, dall'incontro di due correnti doveva determinarsi un movimento di diffluenza, per cui una parte dei ghiacci si riversava verso la Val di Raccolana, l'altra verso il Lago del Predil.

Questo fenomeno, pure supposto dal Brazzà, trova appoggio nell'esame della morfologia dei dintorni della sella (Tav. IV (I) fig. 2). In questa infatti si può riconoscere un cordone more-

nico longitudinale e mediano che s' innalza sino a 35-40 m. dal fondo e che si sarebbe formato lungo la linea d'incontro di due colate anche se in epoca più recente del vurmiano, ma in condizioni di luogo certo assai poco diverse.

Inoltre se si osserva l' andamento dei valloni sottostanti ai circhi, si può desumere che certamente i ghiacci della valletta del R. Robon e dal Col Lopic, ossia a oriente del Poviz (1978 m.), dovevano riversarsi verso oriente e così pure quelli che scendevano a oriente della Plagnota (2030 m.) sul lato opposto della sella.

Forse nella medesima direzione si scaricava anche il ghiacciaio del Cregnedûl, quantunque sembri più probabile che già in esso si determinasse un fenomeno di diffluenza. Il ghiacciaio del Crepeit, invece, doveva almeno in massima parte rivolgersi verso occidente, per cui da linea di spartizione, avrebbe funzionato l'allineamento: Poviz - Valle del Cregnedûl.

Quanto all'altezza dei ghiacci in questa zona durante l'espansione vurmiana, mi sembra giusta la determinazione del BRAZZÀ di 1900 m., che non pecca certo in difetto. Del resto non è facile stabilire con sicurezza tale altezza in una regione come questa, data la presenza di numerosissime glaciazioni locali.

Giova anche richiamare a questo punto l'attenzione sulla forma notevolmente allungata della Sella di Nevea e sulla diversa pendenza del fondo verso la Val del R. del Lago e verso la V. Raccolana.

Certamente una sella lunga quasi 1,5 km. non è fra i tipi di selle prodotte per arretramento di testate di due corsi d'acqua.

Evidente è in essa l'opera dei ghiacciai, i quali oltre a modellarne i fianchi hanno spianato il fondo distruggendo la cresta preglaciale di spartiacque e livellando per lungo tratto il fondo stesso. Quanto alla diversità di pendenza del fondo verso la Val di Raccolana e verso la Valle del R. del Lago, per quanto possa sembrare abbastanza conveniente l'ipotesi di un maggiore ultraffondamento glaciale delle Val di Raccolana rispetto all'altra, credo che maggiore importanza sia da attribuire alla diversità d'altezza dei livelli locali di base della Raccolana e della Slizza. La prima a Chiusaforte, ossia a 14 km. dalle origini, confluisce con la Fella a 370 m. sul mare, la seconda, alla medesima distanza dalle sorgenti, scorre ancora a 770 m. sul mare [1].

(1) Senza contare poi l'azione moderatrice del Lago di Predil che rappresenta anch' esso un livello locale di base a 960 m. s. m.

Naturalmente a determinare quest'altezza dei livelli locali di base non sono stati del tutto estranei i ghiacciai, ma, come sarà detto a suo tempo, la loro influenza non è stata eccessiva.

## Il ghiacciaio della Raccolana.

Il ghiacciaio della Raccolana s'individuava, come abbiamo visto, presso la sella di Nevea da uno o due rami di diffluenza e poco più a occidente raccoglieva le grandi colate nell'altipiano del Montasio, di Goriuda, dal vallone di Blasic e del Sart. L'afflusso di tutte queste enormi masse di ghiaccio doveva certamente esercitare una spinta notevole sul ghiacciaio vallivo, spinta che si sarebbe tradotta in velocità, qualora non vi fossero stati degli impedimenti.

Tra questi occorre ricordare la ristrettezza della valle, in cui male si adattava il grande ghiacciaio che non aveva modo, per lungo tratto, di scaricarsi lateralmente attraverso le elevate creste di spartiacque. Tutto sommato quindi, è da ritenersi che la potenza del ghiacciaio, durante le fasi di massima espansione, fosse molto considerevole ed altrettanto, naturalmente, l'altezza della superficie di esso.

Se questa giaceva a 1900 m. circa sopra la sella di Nevea e a 1400-1450 m. presso Chiusaforte, non poteva trovarsi a meno di 1500 m. presso Saletto. In tal caso, all'altezza di Pezzeit, il ghiacciaio trovava aperta la via verso mezzogiorno, attraverso la catena Staulizze-Posâr-Sart, che poteva superare verso oriente sino a Sella Buia, per scaricarsi in Val di Resia.

Questo fenomeno di trasfluenza fu messo in luce per la prima volta dal Taramelli nel 1875 (*79*) dopo aver osservato nella Val di Resia, fino all'altezza di Stolvizza, degli erratici provenienti dalla Catena Carnica e il tipico arrotondamento glaciale subito dalla dorsale Staulizze-Posâr.

Il Brazza (*1*) poi, riferendosi all'ipotesi del Taramelli, riteneva che la superficie del ghiacciaio fosse abbastanza alta « da poter superare la Pala del Pic Pelos (m. 1300 circa) ed il M. Jamma (m. 1117) ».

Se si corregge la quota riferita per il Pic Pelos (M. Peloso) che invece di 1300 m. è di 1584 m., si vede che l'A. anche in questa zona era riuscito a stabilire l'andamento del fenomeno con sufficiente precisione.

### Morene vurmiane ed erratici della Val di Resia.

Abbastanza facile riesce in Val di Resia il riconoscimento delle morene vurmiane dalle morene più recenti in grazia della presenza, in quelle, di materiali allogeni. Già se ne accorse il TARAMELLI (*79*), il quale riconobbe erratici della Catena Carnica fino all'altezza di Stolvizza e il MARINELLI (*52*) accenna a resti morenici di una digitazione del ghiacciaio della Fella nella valle di Resia fra Stolvizza e Coritis, oltre a una bella morena sulla soglia di sbocco della valle.

In realtà le morene vurmiane sono notevolmente più diffuse nella Val di Resia, di quello che non si sia fino ad ora creduto, ma esse occupano quasi sempre una posizione un po' nascosta, nè sempre è facile scoprirle in mancanza di incisioni fresche.

Gioverà passare in rassegna rapidamente i depositi morenici vurmiani più estesi e caratteristici, ricordandone la composizione litologica.

Presso lo sbocco della Val di Resia, sulla soglia rocciosa che domina Resiutta, giace un esteso deposito morenico che si stende fin quasi al fondovalle sia verso nord quanto verso sud. I materiali che lo compongono sono in prevalenza calcari dolomitici del Norico, ma non mancano anche ciottoli di porfido rosso, di arenaria tufacea verde del Ladinico, provenienti dall'alta valle della Fella. Scarsi sembrano in questa morena i ciottoli striati. Dalla soglia di Resiutta gli erratici salgono sul M. Chichi ove - sulla sella quotata 527 m. - esiste un'altro piccolo rivestimento che si prolunga per breve tratto sul fianco occidentale del M. Staulizze. Sia nella morena, quanto sparsi qua e là, osservai blocchi di puddinga quarzosa carbonifera, di scisti arenacei rossi e verdi del Werfen, arenarie paonazze del Neopermico (Val Gardena) e conglomerati poligenici dell'Anisico; tutte rocce provenienti dalla Catena Carnica e dall' alta Val Fella.

Questi materiali del resto si trovano spesso sparsi sui fianchi del M. Staulizze e formano una sottile fascia sul lato ovest della piccola conca di Ruschis. In questa occorre ricordare anche dei tipici mammelloni rocciosi dovuti all'erosione glaciale, cosparsi di erratici dell'alta Fella.

Seguitando verso oriente, la morfologia glaciale si continua con il tipico paesaggio montonato, sino al Pic Pelôs, mentre frequentissime sono sulla dorsale del M. Plagna (857 m.), intorno a Sav. Pischi Uark (752 m.), sul M. Posâr e sino a Costa Stretta fra gli erratici, le puddinghe quarzose carbonifere, le arenarie scistose rosse del Neopermico e gli scisti rossi e verdi del Trias inferiore.

Ma solo verso il fondovalle s'incontrano cumuli morenici vurmiani d'una certà entità. Essi stanno addossati alle pendici dei monti e sono in parte velati dai detriti di falda e in parte dai depositi fluvio-glaciali o anche glaciali più recenti.

Affiorano però sul fianco meridionale del M. Lipicen e presso Crìsaze, ove una profonda incisione torrentizia ha messo a nudo la morena vurmiana con abbondanti ciottoli di provenienza allogena, tra cui anageniti carbonifere, calcari neri con Fusuline, pietre verdi, scisti rossi del Werfen, arenarie rosse del Neopermico.

Anche sul lato opposto della valle, ma sempre addossate alla montagna, compaiono qua e là le morene vurmiane di composizione analoga a quelle ora ricordate. Così presso Stav. Tanalàs, a sud di Oseacco e intorno a Casalischie.

Di origine locale sono invece i materiali che compongono le morene del R. di Oseacco e di Provalo, ma anche queste in buona parte devono appartenere al Vurmiano non trovandosi nei monti soprastanti condizioni orografiche favorevoli allo sviluppo di ghiacciai stadiali. Abbondantissimi in queste morene sono i ciottoli di calcari rossi giuresi probabilmente originari dal Foràn del Mus (gruppo del Canin).

Maggiori difficoltà si trovano più a monte a distinguere le morene vurmiane da quelle più recenti caratterizzate da materiali esclusivamente locali.

Erratici dell'alta Val Fella si rinvengono però continuamente fra Stolvizza e Coritis e fra questi dei blocchi di puddinga quarzosa carbonifera di oltre 1 mc.

Certamente vurmiana, sebbene formata da elementi locali, è la morena di Lom che si spinge sino a 1340 m. d'altezza. Sopra Lom, a 1400 m., raccolsi un erratico di arenaria tufacea verde del piano di Buchenstein. Anche a monte di Coritis si continuano a trovare degli erratici dell'alta Val Fella sino a brevissima distanza da Stav. Jama, quindi già nel bacino di raccolta del Resia.

Gli arrotondamenti glaciali sono poi diffusissimi in tutta l'alta valle, ma più specialmente sul fianco destro, costituito da calcari più compatti di quello opposto.

## Il ghiacciaio della Resia.

La distribuzione degli erratici dell'alta Val Fella, nella valle di Resia, dimostra un movimento talmente curioso e strano delle masse gelate, che senza elementi così decisivi come quelli descritti, sarebbe apparso quasi inverosimile.

I frammenti di pietre verdi e di puddinghe carbonifere che si osservano a monte di Coritis, attestano che una corrente del ghiacciaio principale della Fella doveva raggiungere la testata della Val di Resia, dopo avere scavalcata la catena Staulizza-Posar-Monte Peloso, dopo avere respinto nella medesima direzione il ghiacciaio — non del tutto trascurabile, come si è visto — della Raccolana e avere vinto anche l'ostacolo dei ghiacciai locali che certamente scendevano dai circhi meridionalidel Canin e dai ripiani del Sart in direzione quasi opposta. Inoltre, poichè le creste che cingono la testata della valle e la dorsale della catena Guarda-Chila-Còciaze, non mostrano indizi di essere state superate — il che del resto è provato anche dal fatto che nelle morene sia della Val d'Isonzo quanto della Val d'Uccea, mancano assolutamente di erratici dell'alta Fella — bisogna ammettere che l'enorme massa di ghiacci che affluiva nell'alta valle di Resia, trovasse il suo sfogo verso occidente, ossia di nuovo verso la Val Fella, descrivendo una specie di giro intorno alla testata della Val Resia (fig. 17).

Più a valle, il ghiacciaio doveva assumere una direzione di movimento più conforme alla configurazione orografica della Val di Resia, sebbene le masse di ghiaccio della Val Fella e della Raccolana, che affluivano ancora dal nord attraverso la catena di spartiacque, lo respingessero contro il fianco meridionale della valle.

A queste, più in basso, s'opponeva tuttavia un grosso ghiacciaio proveniente dalla Val del Barman, alimentato in buona parte dai circhi del M. Musi, e ancora più a valle, gli altri ghiacciai locali delle valli del R. Nero e del R. Resartico. In queste tre valli infatti mancano completamente erratici dell'alta Val Fella.

### Relazioni fra il ghiacciaio della Resia e quello dell'Isonzo attraverso la Val d'Uccea.

Se si pone mente all'altezza della superficie del ghiacciaio della Resia che verso la metà della valle doveva trovarsi intorno a 1400 m. — a 1500 m. infatti giaceva fra Stolvizza e Coritis — occorre ammettere che la sella di Carnizza, la quale raggiunge appena 1101 m. sul livello del mare, fosse sepolta sotto i ghiacci.

Di ciò abbiamo subito una conferma nella forma della sella, dal suolo ampio e dal profilo ad U, la quale attesta quindi un notevole modellamento glaciale e di conseguenza anche un certo movimento dei ghiacci che la ricoprivano.

Il problema sta quindi ora nel determinare la direzione di questo movimento, ossia s'era il ghiacciaio della Resia che penetrava in Val d'Uccea o viceversa.

Per quanto le masse di ghiaccio che giungevano in Val di Resia fossero, come s'è visto, veramente grandiose, pure nessuna traccia troviamo fra gli erratici della Val d'Uccea di rocce dell'alta Val Fella, pur così frequenti, nelle morene della Val di Resia. Non solo, ma anche gli erratici e le morene della Val del Barman sono costituiti esclusivamente da rocce di origine locale, fra cui compaiono spesso delle arenarie verdastre più o meno marnose, degli scisti e dei calcari rossastri, dei calcari oolitici; rocce queste che non possono provenire se non dalla Val d'Uccea.

D'altra parte rocce eoceniche (scaglia) si rinvengono anche in Val di Resia subito a valle dello sbocco del R. Barman, nè si ritrovano più a monte. Si può quindi concludere che il movimento dei ghiacci sulla sella di Carnizza era diretto da SE a NO, ossia dalla Val d'Uccea verso la Val di Resia.

Occorre però stabilire in tal caso qual'era l'origine di queste masse ghiacciate trasfluenti, ossia se si trattava di una glaciazione locale o non piuttosto di una digitazione del ghiacciaio dell'Isonzo.

Non v'ha dubbio che dai circhi dei Musi scendessero numerose vedrette verso l'alta Val del Barman e l'alta Val d'Uccea, ma non potevano forse queste da sole riuscire ad impedire alle grandi masse di ghiaccio della Val di Resia di

penetrare in Val del Barman ed a lasciarvi quindi qualche erratico dell'alta Val Fella. D'altra parte la Val d'Uccea è rivestita abbondantemente da materiali morenici, di cui, se alcuni sono certamente ed altri probabilmente postglaciali, come si vedrà più avanti, altri ancora appartengono indubbiamente al Vurmiano. I maggiori depositi di quest'età sono quelli che rivestono le pendici dei monti dallo sbocco sino alla confluenza col R. Cal, ossia per due terzi della valle, ma non mancano anche più a monte, sul fianco settentrionale del Niski Uorch. Abbondano nelle morene i ciottoli striati e per solito è abbastanza abbondante anche il limo glaciale che in alcuni casi è talmente indurito di dare origine ad una notevole cementazione del deposito.

Quanto alla natura litologica di questi materiali, si osserva che tutti i vari tipi di rocce contenuti sono rappresentati anche nella valle. I tipi più frequenti sono però i calcari magnesiaci della Dolomia principale, del Dachstein e del Lias. D'altronde le stesse rocce in cui è incisa la Val d'Uccea compongono anche l'alta Val d'Isonzo, per cui non è possibile distinguere gli erratici originari da quest'ultima valle da quelli di provenienza locale.

Con tutto ciò non v'è alcun dubbio che in Val d'Uccea penetrasse un ramo del ghiacciaio dell'Isonzo e ciò per le seguenti ragioni:

1° perchè mancano sui monti che fiancheggiano la Val d'Uccea zone adatte, sia per configurazione morfologica, quanto per posizione altimetrica ad alimentare grandi colate di ghiaccio [1]. Mentre ci sono prove (erratici) che il ghiacciaio, nella media valle raggiungeva almeno 500 m. di potenza;

2° perchè a Sella Carnizza v'era un deflusso di ghiacci verso la Val di Resia, come ho dimostrato sopra.

3° perchè un ramo del ghiacciaio che occupava la Val d'Uccea si scaricava anche nella valle del R. Bianco risalendola fino al passo di Tanamea e quindi, se le glaciazioni locali non erano in grado di colmare la Val d'Uccea, tanto meno potevano invadere una valle laterale.

Ma di quest'ultima affermazione occorrono le prove.

---

(1) Esiste tuttavia qualche circo sul fianco settentrionale della catena dello Stol.

La valle del R. Bianco non presenta effettivamente una caratteristica configurazione glaciale, come d'altra parte neppure la Val d'Uccea. Presso Cas. Roncàt però, a 1120 m. sul mare (aneroide), e quindi poco sotto la dorsale del Niski Uorch, v'è una placca morenica che riveste il fianco della montagna. Abbondantissimi sono i ciottoli striati e il limo glaciale, leggermente indurito. Altre chiazze moreniche, dello stesso tipo si incontrano presso Cas. Peverucia sulle pendici della montagna e sul fondovalle a breve distanza dal Passo di Tanamea (853 m.) che porta in valle di Mea e della Torre. In tutte queste morene mancano rocce estranee alla valle, ma però nelle morene rimaneggiate di Tanamea trovai un blocco formato da calcari arenaceo-marnosi dell'Eocene, che non può provenire se non dalla Val d'Uccea e più probabilmente dalla conca di Plezzo, dato che in Val d'Uccea — a valle dello sbocco del R. Bianco — l'Eocene affiora solo sul versante settentrionale e per di più a notevole altezza sul fondovalle (oltre 600 m.).

Rimane perciò stabilito che un ramo del ghiacciaio della Val di Uccea risaliva la valle del R. Bianco e, come vedremo meglio avanti, superato il passo di Tanamea (853 m.), penetrava in Val di Mea.

Da quanto sopra risulta poi ancora che nella Val d'Uccea avveniva il collegamento fra il ghiacciaio dell'Isonzo e quello della Resia, ossia col sistema di ghiacciai della Fella, e inoltre ch'era il ghiacciaio dell'Isonzo a scaricarsi in quello della Resia e non viceversa.

Occorre però avvertire che se fossero mancate le glaciazioni locali, probabilmente il movimento dei ghiacci sarebbe stato quasi nullo in Val d'Uccea, specialmente nelle zone più lontane dalla zona di diffluenza, come ad esempio alla sella di Carnizza e al Passo di Tanamea. Le glaciazioni locali invece, oltre a portare un certo contributo di materiali ghiacciati, esercitavano una spinta alla massa accelerando o determinandone addirittura il movimento.

Per effetto della spinta di questi ghiacciai locali, veniva scavalcata qua e lá, nei punti più depressi, anche la catena Guarda-Chila-Còciaze.

Sembra quasi strano che il Brückner [1] ritenesse l'alta Val d'Uccea sgombra dai ghiacci, come risulta dalla cartina a pag. 1072 e da quanto dice a pag. 1030.

In detta carta è segnata la fonte di una lingua del ghiacciaio che occupava la bassa Val d'Uccea all'altezza — parrebbe — del passo di Tanamea, mentre tutta la Val d'Uccea, a monte della confluenza del R. Bianco, è indicata come « Unvergletschertes Gebirge ». In realtà nelle due zone indicate non v'è alcuna traccia di morene frontali neppure attribuibili a ghiacciai stadiali.

Lo stesso autore avrebbe forse potuto rendersi meglio ragione dei fenomeni glaciali della Val d'Uccea e, come si vedrà, anche della valle della Torre, se avesse preso visione della nota del Tellini (*Da Tarcento a Resia, Note geologiche.* « In alto » II, 1891, pp. 6-13). Il Tellini infatti accenna a depositi morenici intorno alla confluenza del R. Bianco col R. Uccea.

## Il ghiacciaio vurmiano della valle della Torre.

Per quanto rimanga ormai al di fuori del nostro bacino, gioverà un breve cenno anche sulla valle della Torre, tanto più che le ricerche mi conducono a modificare sensibilmente l'opinione dominante che detta valle sia rimasta completamente sgombra di ghiacci (*48*, *61*).

Il fatto che presso Cas. Roncàt si trovi una morena vurmiana a 1120 m. sul mare, permette di calcolare approssimativamente l'altezza della superficie del ghiacciaio, che non poteva essere inferiore a 1150 m. Evidentemente la lingua di ghiaccio della valle del R. Bianco doveva quindi superare il passo di Tanamea, che giace a 300 m. più in basso e a brevissima distanza dalla morena in parola.

È difficile con tutto ciò ricostruire le condizioni della Val di Mea durante il Vurmiano, per la mancanza di depositi morenici che, d'altronde, difficilmente si sarebbero potuti conservare nelle condizioni morfologiche in cui si trova attualmente la valle.

L'impronta glaciale però è parimente riconoscibile nella configurazione della valle dal fondo ampio e pianeggiante e dai fianchi erti e scoscesi. Non mancano anche dei circhi sotto la dorsale del Gran Monte e d'altra parte è da ritenersi come molto probabile la presenza di ghiacciai locali anche sul versante di mezzogiorno della catena dei Musi che s'elevava per circa 500 m. al di sopra del limite climatico delle nevi nel Vurmiano.

Una conferma allo sviluppo di glaciazioni locali nella Val di Mea, si può avere anche nella presenza di ghiacciaietti locali sulla vicina

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*).

catena del Chiampòn-Cuel di Lanes (*46-47*), che spingevano le loro fronti sino a 750.800 m. sul mare. Ma un altro elemento interviene ancora a confermare la presenza di ghiacciai nella Val di Mea ed a fornire un elemento di giudizio per valutarne l'importanza. Lungo la valle della Torre, a monte di Pradielis, e precisamente presso la cappella quotata 473 m. (Tav. Lusevera) in una trincea scavata per la costruzione della rotabile, era messa a nudo nel 1920, per uno spessore di m. 2,50, una tipica morena di fondo.

I materiali che formano la morena sono tutti di origine locale (calcari magnesiaci della Dolomia principale e calcari del Dachstein), moltissimi striati e impastati da un abbondante e sottilissimo limo glaciale bianco-latteo. Il deposito è superiormente rivestito da detriti di falda e poggia su roccia in posto.

Che tale morena non potesse essere stata deposta da un ghiacciaio locale è facile accorgersene per il fatto che i pendii circostanti non presentano affatto condizioni favorevoli al suo sviluppo, nè un' altitudine sufficiente. Mi pare quindi del tutto giustificata la supposizione che la morena in parola rappresenti uno degli unici depositi lasciati dal ghiacciaio della Torre che aveva le sue radici nella valle di Mea e i suoi campi d'alimento sulla catena del Gran Monte e dei Musi.

Fin dove si spingesse verso valle la fronte del ghiacciaio è difficile dire. Non credo, in tutti i casi, che potesse superare l'ampia conca di Lusevera, poichè nessuna traccia glaciale si osserva nella stretta forra che incide l'ellissoide della Bernadia fra Villanova e Crosis. La mancanza di resti di un apparato morenico frontale potrebbe anche essere spiegata immaginando che la conca di Lusevera fosse occupata durante il Glaciale da un lago nel quale immergeva la sua fronte il ghiacciaio e in cui si deponevano i materiali morenici.

Depositi lacustri furono effettivamente segnalati dal MARINELLI [1] nei dintorni di Vedronza ma, data la ristrettezza dell'affioramento, non è stato possibile determinare con sicurezza l'età. Più a valle invece, fra Crosis e Tarcento, esistono dei depositi lacustri che, secondo lo stesso autore, sono contemporonei al Glaciale e sono dovuti allo sbarramento operato a valle dal grande ghiacciaio del Tagliamento.

## I depositi morenici vurmiani della Val d'Aupa.

Già sono stati ricordati gli abbondanti depositi morenici che rivestono tutte le selle e buona parte della dorsale che s'interpongono fra la Val Pontebbana e la Val d'Aupa. Altri cumuli morenici di minore entità si trovano sparsi nell'alta

---

(1) *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento....* (*50*), p. 123.

Val d'Aupa ma sono in buona parte nascosti dai rivestimenti detritici di falda. Affiorano tuttavia presso il « Casone » a breve distanza dalla sella di Cereschiatis, e intorno a Stav. Planaz, mentre però erratici provenienti dalla Catena Carnica - fra cui puddinghe quarzose carbonifere - si trovano sparsi un po' dappertutto nei dintorni.

Un'altra regione caratterizzata dall'abbondanza dei materiali morenici e dal notevole sviluppo delle forme glaciali, è la catena che separa l'alta Val d'Aupa da quella del Chiarsò.

Una grande morena - celata in parte da detriti di falda - ricchissima di ciottoli striati, riveste il fianco della montagna intorno a Cas. Liùs (1279 m.) ed un'altra minore ricopre la terrazza orografica presso Cas. Griffòn (1165 m.). Fra i materiali che compongono questi depositi prevalgono i calcari e in genere le rocce del Trias, ma non mancano anche rappresentanti del Paleozoico. Così nella morena di Cas. Griffòn rinvenni un grosso blocco di puddinga quarzosa carbonifera del Pramollo e nell'altra frammenti di arenarie rosse eopermiche.

Altri depositi morenici di questo genere sono sparsi sul piano del Gran Frattis e lungo tutto il pendio che scende verso « i Saps », come pure sul ripiano della « Caserutte » (898 m.) e sotto la Cas. Zouf di Fau.

Non si notano invece cumoli morenici sul fianco sinistro della valle sino all'altezza di Dordola e ciò forse sta in relazione con la forte inclinazione di detto versante. Quando si arriva infatti all'altezza di Dordola, compaiono subito i depositi morenici. I maggiori per potenza ed estensione, giacciono intorno all'abitato di Dordola (630-680 m.), presso Stav. Savàl (767 m.), ma specialmente sul ripiano di St. Drentos e di Cas. Virgulìns (710 m.). I depositi più elevati si trovano al Plan des Ciarnìculis (950 m.) e intorno a Stav. Vualdèt (900-1000 m). Abbondano anche in queste morene i ciottoli striati e, come erratici, le puddinghe quarzose carbonifere del Pramollo.

Seguitando verso valle, cessano i depositi morenici, che, molto probabilmente, sono sepolti sotto alle grandi fascie di detrito che rivestono i fianchi del Monte Masarèit e della Creta Grauzaria. Ne ritroviamo però presso l'Osteria di Pradis, sul versante orientale del Monticello sino 1200 m. d'altezza (aneroide), sui fianchi e sulla dorsale del Monte di Cesarîs (971 m.), ove esistono dei blocchi di puddinga carbonifera del

Pramollo di oltre 1 mc., nella valletta del R. Travasàns, sulla sella che collega la valletta del R. Palis e del R. Mogessa (affluente, quest' ultimo, del T. Glagnò), ma sopratutto intorno a Moggio di Sopra e alle due frazioni di Travasàns e di Riù. Piccoli cumuli morenici, infine, si trovano presso la confluenza dell' Aupa nella Fella, sino a 310 m. sul mare, ossia circa 20 m. sul fondovalle attuale (Tav. V (II), fig. 2).

Qualche cenno su erratici (puddinghe carbonifere) e morene (Gran Cuel-Moggio) della Val d' Aupa, si trova in alcune note del TARAMELLI (*74, 79*).

Questo studioso s' era reso conto abbastanza esattamente di alcuni fenomeni di trasfluenza del ghiacciaio della Pontebbana nella Val d' Aupa in base alla natura degli erratici. Il BRÜCKNER invece non fa neppur cenno a questa valle, ma dalla cartina annessa all' opera *Die Alpen im Eiszeitalter* (*61*) pag. 1072, si vede com' egli avesse riconosciuto l' ampiezza delle comunicazioni esistenti fra il ghiacciaio della Pontebbana e dell' Aupa, mentre per l' opposto dalla medesima cartina non si comprende per qual ragione l' autore ritenesse la dorsale che separa la Val d' Aupa dalla valle del Chiarsò e buona parte della cresta del Masarèit - fra la Val d' Aupa e la Val Alba - emergenti dal ghiacciaio.

## Le morene vurmiane della Val d' Alba.

Prima di procedere alla ricostruzione del ghiacciaio vurmiano della Val d' Aupa, è opportuno ricordare brevemente i depositi morenici della valletta del R. Alba che solo l' affilata cresta del Masarèit (1459 m.), incisa da numerose e profonde insellature, separa dalla precedente (Tav. V (II), fig. 2).

Tutto il fondo del bacino di raccolta del R. Alba è rivestito da un abbondante coltre morenica che si spinge fin quasi alle sorgenti. Il fatto più notevole è dato dalla presenza di erratici provenienti dalla Catena Carnica - fra cui dei blocchi di puddinga carbonifera del Pramollo (presso Cas. Vuàlt) erratici che non essendo scesi direttamente dal nord, ove il crinale che separa la Val d' Alba dalla Val d' Aupa supera dovunque i 1600 m. e non porta tracce di trasfluenze glaciali, devono essere giunti dalla Val d' Aupa, passando per la Forcella di Vuàlt (1292 m.) che s' apre sensibilmente più a sud. Un fenomeno, perciò, analogo a quello segnalato in Val di Resia.

Più in basso, altri depositi morenici di questo tipo rivestono i vari lembi di terrazze orografiche e formano dei cumuli di notevole spessore sul lato destro della valle presso Cas. Foramiz e a oriente dei « Cuei » fin sullo spartiacque fra il R. Alba e l'Aupa (q. 866).

### I ghiacciai dell'Aupa e dell'Alba.

La Val d'Aupa, sfornita d'una testata con grandi bacini di raccola per le nevi, riceveva gran parte dei suoi ghiacci dal nord specialmente attraverso le selle di Cereschiatis e di Ladussêt e di Liùs.

Già qualcosa è stato detto in precedenza; e tutti i vari, fenomeni di trasfluenza del ghiacciaio della Pontebbana in V. d'Aupa hanno trovato nuove conferme negli erratici e nelle morene che sono stati or ora descritti.

All'altezza circa dei Saps, le tre principali lingue d'alimento confluivano dando origine ad un'unica grande corrente che, piegando verso mezzogiorno, s'incanalava nella media Val d'Aupa.

Più a valle la massa del Flop (1716 m.) ed il gruppo del Sernio (2190 m.), si opponevano al movimento dei ghiacci verso oriente ed essi stessi inviavano dei ghiacciai locali nel Foràn da le Gialine e nella valle del R. Flop che li convogliava verso il ghiacciaio dell'Aupa. A questi si univano probabilmente altri ghiacciai minori del versante orientale della Creta Grauzaria (2066 m.). All'altezza di Dordola il ghiacciaio dell'Aupa, che riceveva una spinta da est dalle glaciazioni locali, trovando una via aperta verso la Val d'Alba, superava lo spartiacque intorno a Forcella Vuàlt (1292 m.) e s'espandeva anche più a monte fin alle radici di detta valle.

Ciononodimeno è certo che dal Monte Giavàls (2096 m.) e dal Zuc del Boor (2197 m.) scendevano delle piccole vedrette che fornivano ancora alimento al grande ghiacciaio. Una tra le maggiori aveva il suo bacino di raccolta nel ripiano di Cas. Giavàls (1712 m.).

In complesso quindi il ghiacciaio principale, a valle di Dordola, si divideva in due correnti che scendevano parallele verso mezzogiorno, rimanendo separate solo dalla cresta del

Masareit che veniva perciò fortemente assottigliata e che riusciva forse ad emergere appena dal mare di ghiaccio.

Ma all'altezza di Grauzaria, ancora un fenomeno di diffluenza si verificava. Il Monticello infatti, che ora s'erge quasi isolato nella valle (fig. 22) divideva il ghiacciaio dell'Aupa in due rami: uno maggiore che seguitava il suo cammino lungo

Fig. 22. — La Val d'Aupa da Cuesta Mozza. Modellamento glaciale della Sella del Monticello. In basso: i terrazzi di Gallizzis.

la valle, l'altro che infilava sulla destra la valletta del R. dell'Alf e per la lunga insellatura del Monticello si scaricava nel bacino del T. Glagnò. Di questo movimento dei ghiacci ne fanno fede le morene che ora passerò a descrivere.

### Morene vurmiane della Val del Glagnò.

L'ampia sella che separa il Monticello dai Cimadôrs, per quanto corrispondente ad un affioramento di dolomie marnose raibliane interposto fra due zone calcareo-dolomitiche (Dolomia principale) più resistenti all'erosione, porta distintissime traccie del profondo modellamento subìto dai ghiacciai. I fianchi sono erti e levigati; il fondo pianeggiante è rivestito da una grandiosa morena che da Bodainz si stende ininterrottamente verso sud, fino ai « Moroldi » e presso lo sbocco del R. Mulin (fig. 22).

Più in basso, tutti i terrazzi su cui giacciono gli abitati di Moggessa sono coperti da materiali morenici, mentre altri depositi di questo genere rivestono gran parte dei pendii più dolci, come quello occidentale del M. di Cesariis fino a circa 750 m. d'altezza e quello sud-orientale del Cuel de la Ruvîs.

Anche nella valletta del T. Varùvola, confluente di destra di quella del Glagnò, i depositi morenici sono abbondantemente sparsi su tutti i terrazzi e specialmente su quelli del lato destro.

Presso la testata, se ne trova a Stav. Plan di Cueste (736 m.), a Stav. Planàt; ma i maggiori sono quelli che occupano le zone più depresse della dorsale che separa il bacino del Chiarsò da quello del Glagnò, fra il Monte Palevierte e l'Amariana. Una grande placca, della cui presenza già s'era accorto il Taramelli (*79*) e successivamente il Gortani (*29*), riveste la sella di Dagna (971 m.); un'altra morena giace più ad oriente sulla selletta di Cas. Cuel di Fûr (1196 m.).

Tutta la dorsale poi, che va da Col dei Giai (1055 m.) al Pradùt, è coperta da morenico sparso e il Gortani (*79*) segnalò per primo una morena vurmiana sul fianco dell'Amariana, soprastante alla sella, a 1200 m. sul mare.

Si può quindi accettare la quota di 1300 m. proposta dal Gortani quale altezza massima raggiunta in questa zona dal ghiacciaio. Un cumulo morenico infine riveste la soglia di sbocco del T. Glagnò, presso Campiolo.

Qualcosa occorre ancora aggiungere sulla natura e provenienza dei materiali che compongono le morene descritte. Le puddinghe quarzose del Carbonifero sono diffuse in tutte le morene del bacino del Glagnò e sparse qua e là come erratici

in blocchi di dimensioni considerevoli. Vari di questi osservai sulla sella del Pradìt e nella Val Varùvola. Alle puddinghe carbonifere s'associano spesso pietre verdi e calcari neri del Ladinico, arenarie rosse del Neopermico, scisti di varia età (Paleozoico e Mesozoico).

Non è facile però in base alla natura petrografica dei ciottoli stabilire la loro origine, poichè le rocce che li compongono si trovano in posto tanto nel bacino della Pontebbana e, in parte, dell'Aupa, quanto in quello del Chiarsò. Se è certo che nella valle del R. Baldàn gli erratici provengono dalla Pontebbana, è dubbio invece che quelli della Val Varuvola e della Sella di Dagna abbiano la stessa origine. Anzi sembra più probabile che sieno originari, come ammette indirettamente il GORTANI [1], dall'alta Val del Chiarsò e dal gruppo del M. Lodìn.

Nell'alta Val Varùvola infatti, s'incontrano numerosi ciottoli di arenarie rosse eopermiche di cui si hanno estesissimi affioramenti sui monti a nord di Paularo.

## Il ghiacciaio del Glagnò.

Nella bassa valle del Glagnò confluivano dunque due grandi colate di ghiaccio provenienti l'una dalla Val d'Aupa, passando per la sella di Bodainz, l'altra dalla valle del Chiarsò.

Quest'ultima superava tutta la dorsale che collega l'Amariana al M. Palavierta. Ma ancora un'altra lingua, di minore importanza e d'origine locale, occupava l'alta valle del Glagnò ricevendo alimento dai ripiani e dai valloni del versante meridionale del gruppo del Sernio e da quello orientale della Creta di Palesecca. Le tre colate confluivano circa all'altezza di Moggessa per poi incanalarsi nella bassa Val del Glagnò e scaricarsi nella Fella.

## Il ghiacciaio vurmiano nel Canal del Ferro durante la fase di massima espansione.

Con la ricostruzione dei ghiacciai delle valli secondarie del bacino, è stato quasi del tutto ricostruito per via indiretta anche il ghiacciaio principale.

---

(1) *I bacini della But, della Vinadia...* (29), pag. 33.

Giova ora in ogni modo riunire le notizie ad esso relative completarle e riassumerle in una breve descrizione del ghiacciaio stesso, fondandoci sui dati d'osservazione riferiti precedentemente.

Dopo avere raccolto nei pressi di Pontebba gli abbondanti contributi di ghiaccio che provenivano dalla valle del Bombaso, il grande ghiacciaio della Fella s'incassava nello stretto solco del Canale del Ferro, dirigendosi verso sud (fig. 17).

Da oriente la Val di Dogna convogliava altro alimento ghiacciato, al quale si aggiungeva pure quello proveniente da occidente fornito dai piccoli bacini di raccolta del gruppo del Zuc del Boor. All' altezza circa di Chiusaforte il ghiacciaio, dopo avere superata la stretta di Cadramazzo, si trovava sbarrata la via dalla catena Staulizze-Posâr, non abbastanza elevata però da rappresentare un ostacolo insuperabile. Il ghiacciaio infatti appena uscito dalla stretta, si dilatava ampiamente vincendo la pressione laterale del ghiacciaio della Raccolana che respingeva verso sud-est, costringendolo a riversarsi, insieme con lui, nella valle di Resia. Tutta la regione compresa fra Cresta Indrinizza, il M. Jovèt, il M. Pismòn, la catena Còciaze-Chila-Guarda e quella dei Musi, doveva essere sommersa sotto l'enorme massa ghiacciata che raggiungeva un'altezza media di almeno 1350 m. Costrettavi dalla configurazione orografica, la massa girando nel territorio compreso fra i rilievi suddetti, piegava verso occidente, sempre arricchita da nuovo alimento fornito dai ghiacciai locali della Valle di Resia, da quello della Val d' Alba e dal grande ghiacciaio dell' Aupa.

Presso la confluenza del ghiacciaio del Chiarsò, la corrente gelata era di nuovo costretta a girare verso mezzogiorno, tosto scaricandosi nell'ampia valle del Tagliamento. Questa però a valle di Stazione per la Carnia, più che al ghiacciaio del Tagliamento, il quale a monte trovava sfogo verso mezzogiorno attraverso numerose insellature (Valle di Preone, Val di Verzegnis) fra cui la più importante, la valle di Cavazzo, a breve distanza dalla confluenza del ghiacciaio della Fella, doveva servire di canale di scarico al ghiacciaio della Fella il quale, in base ai dati esposti precedentemente, si sa che aveva presso lo sbocco della valle una potenza di circa 1000 m.

***

## Alcuni problemi morfologici connessi col glaciale.

*Le soglie di confluenza.* — Uno dei problemi morfologici che meritano una certa attenzione è quello delle soglie di confluenza che sono abbastanza frequenti e caratteristiche nella nostra regione.

Gli esempi migliori ci sono offerti da quelle della Val di Resia, della valle dell'Alba e dalla valle del R. di Bartolo, ma non mancano anche allo sbocco di altre valli come la Val del Glagnò, la Val d'Aupa, la Val di Raccolana e l'alta Val Fella, presso Camporosso. In generale queste soglie si presentano come barre roccose disposte trasversalmente allo sbocco delle valli e profondamente incise a un lato dal torrente. L'origine loro pare dovuta alla diminuzione della capacità erosiva dei ghiacciai lungo il piano di contatto di due colate confluenti, analogamente a quanto già è stato detto a proposito del M. Nebria. Ma se questa può essere, dirò così, l'origine prima della soglia di confluenza il loro ulteriore sviluppo mi pare più opera dei torrenti che, trovando sbarrata la via più diretta per raggiungere il collettore, hanno dovuto crearsi una nuova strada, sia pur più lunga, ma più comoda.

Più comoda però in un primo tempo, quando cioè era più o meno ricoperta dalle morene, chè più tardi i torrenti, scalzate le morene e trovata la roccia in posto, sono stati costretti ad incidervi in essa il loro alveo epigenetico anche se ai lati la roccia in posto, sotto le morene, poteva trovarsi assai più in basso.

L'azione dei ghiacciai sulla roccia in posto, secondo me, s'è più che altro limitata perciò ad abbozzare un piccolo sprone di confluenza, il quale ha avuto come effetto di deviare il corso d'acqua. Al quale invece credo sia da attribuire essenzialmente la conformazione della scarpata della soglia rivolta verso monte.

Ma i ghiacciai, pare abbiano avuto ancora un'altra azione nello sviluppo delle soglie di confluenza, azione che ritengo ben più decisiva di quella precedente. Si sa infatti che lungo la confluenza di due colate di ghiaccio si viene a formare una morena mediana la quale s'attacca allo sprone di con-

fluenza. Ora io credo che proprio la presenza di questa morena sia stata una delle cause principali che ha determinato la formazione della soglia. E infatti su quasi tutte le soglie del nostro bacino, troviamo ancora i resti di quelle morene addossati sullo sprone di confluenza, mentre il lato opposto dello sbocco è spoglio di morena.

Ma ancora un'altra considerazione si può fare. La morena mediana che s'appoggia ad uno sprone di confluenza, non sbarra traversalmente la valle, ma si dirige obliquamente verso il filone della valle principale, lasciando quindi un'apertura presso il lato dello sbocco che sta verso valle. Inoltre la cresta della morena va gradualmente abbassandosi dalla sommità dello sprone di confluenza verso valle. Per queste ragioni è da prevedersi che il torrente della valle confluente, tenda a spostarsi prevalentemente verso valle, ove in generale le condizioni di sbocco appaiono più favorevoli.

Varrà la pena di accennare ad alcune soglie più caratteristiche della nostra regione.

Una delle più interessanti è quella che chiude lo sbocco della valle di Resia, presso Resiutta elevandosi per 60 m. sopra il fondo della valle attuale.

Il T. Resia l'attraversa in una gola scavata nella Dolomia Principale. Subito a oriente, la soglia è rivestita da una morena vurmiana che ricopre la roccia in posto. Da osservazioni però eseguite durante la costruzione della nuova rotabile che porta a Resia, ho constatato che la soglia rocciosa è molto più bassa (30-40 m.) sotto la morena che non più ad occidente, ov'è incisa dal torrente.

Ciò del resto è provato anche dal fatto che la parte attualmente più depressa della soglia è completamente formata da morena. Lo sbocco della Val di Resia giaceva quindi, prima e durante il Vurmiano, un poco più ad oriente di oggigiorno e, su per giù, fra q. 382 e q. 402.

La morena depostasi sul contrafforte nord-occidentale del M. Chichi, come inizio d'una morena mediana degradante da est verso ovest, ostruì completamente l'antico sbocco, costringendo la Resia a crearsi una via più ad occidente, ossia dove la morena s'andava maggiormente deprimendo.

Qui dunque si verificano abbastanza bene le condizioni supposte sopra. Ma naturalmente non è detto che sempre verso

valle la via di sbocco delle acque sia la più facile. Nel caso specialmente in cui la morena sia molto permeabile o poco potente, le acque potranno trovare più facile aprirsi la via in corrispondenza dell'antico sbocco, come sembra sia avvenuto nel caso della valle dell'Aupa (fig. 23), ove della soglia non rimangono più che pochi resti sotto forma di due dossi rocciosi più o meno isolati sulle due rive del torrente e lo spuntone roccioso rivestito di morena, su cui sta la chiesa di Moggio di Sopra.

Verso monte, s'è aperta la strada il T. Alba e così pure il R. di Bartolo: verso valle il T. Glagnò e il T. Raccolana, i quali però hanno soglie assai meno caratteristiche.

Fig. 23. — Schizzo geomorfologico della regione di confluenza dell'Aupa con la Fella. — Scala 1 : 50.000.
(Il *grisé* indica la roccia in posto; le croci, i conglomerati; i circoli, le morene vurmiane; i punti, le alluvioni postvurmiane. Sono lasciate in bianco le alluvioni attuali. La chiesa di Moggio di Sopra è contrassegnata dalla ♁).

In appendice alle soglie di confluenza meritano di essere ricordati — per quanto nel bacino della Fella sieno eccezionali — quei rilievi isolati nel fondovalle che giacciono dinnanzi allo sbocco di una valle laterale. Mi riferisco specialmente al caso del M. Nebria e della sua appendice orientale « il Colle » di cui è già stato trattato precedentemente. Anche questi paiono dovuti all'incontro di due colate di ghiaccio, ma, in questo caso, dirette una contro l'altra ed originanti due correnti di diffluenza dirette in senso opposto.

*Forme dovute a fenomeni di trasfluenza dei ghiacciai.* — Numerosissimi sono gli esempi di trasfluenze di ghiacciai, ricordati nella seconda parte di questo lavoro ed assai varie sono le forme derivate, in rapporto con svariate modalità del fenomeno. Il tipo più frequente è rappresentato da selle molto allungate, dai fianchi scoscesi e dal fondo ampio e pianeggiante cosparso di cumuli morenici fra i quali non di rado le acque ristagnano in minuscoli laghetti temporanei. Verso le due valli comunicanti per mezzo della sella glaciale, il fondo di questa appare improvvisamente interrotto da salti in roccia.

A questo tipo appartengono quasi tutte le insellature che mettono in comunicazione la valle della Zeglia con la Val Canale e la Val Pontebbana, poi quelle che collegano quest'ultima con la Val d'Aupa e la valle del Chiarsò. Laghetti temporanei esistono, per esempio, sul passo del Pramollo, sulla sella di Ladussèt (*27*), sulla Forca Griffòn.

L'azione erosiva dei ghiacciai si può riconoscere confrontando alcune selle superate da ghiacciai con altre vicine e in analoghe condizioni geologiche, che invece non furono sorpassate. Così ad esempio la Forcella di Bieliga e la Forchia del Chianalòt, lungo la cresta della catena Jof di Miezegnòt-Cuel dai Pez-Schenone. Dal confronto si rileva che il ramo di trasfluenza del ghiacciaio ha prodotto essenzialmente un ampliamento generale della sella ed un abbassamento del fondo, per cui questo è risultato anche allungato.

All'azione erosiva dei ghiacciai principali sui fianchi delle due valli attigue sono invece dovute le soglie da cui è interrotta la sella alle due estremità. In alcuni casi si notano però delle insellature abbastanza ampie che tuttavia non sono state superate dai ghiacciai, come ad esempio la Forchia di Viena sulla catena del Montasio e quasi tutte le selle sopra i 1500 m. della catena Còciaze-Chila-Guarda, fra la Val di Resia e la Val d'Uccea. In questi casi e in quelli analoghi, si tratta di antiche selle modellate dall'erosione normale sino ad uno stadio di maturità e sono in genere riconoscibili dalle altre, anche prescindendo dalla loro elevazione e dalla mancanza di resti glaciali evidenti (morene, erratici, striature), per il fatto che le zone circostanti presentano forme corrispondenti (mature) e, quasi sempre, anche per una lunghezza sensibilmente minore del fondo e una maggiore acclività dei fianchi.

Il tipo di selle di trasfluenza sopra ricordate, s'incontra però comunemente nei casi in cui il ramo di trasflenza collegava due ghiacciai relativamente vicini, di dimensioni non eccessivamente diverse e aventi la superficie su per giù alla stessa altezza. Quando i due ghiacciai comunicanti lateralmente venivano a trovarsi a notevole distanza fra loro, il ramo di trasfluenza poteva essere contenuto in una valle ed allora alle due estremità si venivano formando due soglie per effetto della maggiore azione erosiva dei due ghiacciai principali in confronto a quella del ramo di trasfluenza. La pendenza della valle poteva essere anche invertita per effetto della trasfluenza. L'esempio migliore di queste vallette di trasfluenza, è offerto dalla valle della Predilizza attraverso la quale scendeva verso l'Isonzo, durante il Vurmiano, un ramo del ghiacciaio del R. del Lago.

Un tipo analogo di valle è quella del Patoc in Val di Raccolana. Anche qui ad una soglia, elevata qualche centinaio di metri sul fondovalle, ha origine una valletta indipendente che scende lateralmente alla valle principale. Nel caso della valletta del Patoc occorre tuttavia ricordare ch'essa rappresenta un antico decorso della Raccolana e che il fenomeno di trasfluenza si verificò durante lo stadio di Bühl e incompletamente, poichè la lingua trasfluente s'arrestava prima ancora di raggiungere lo sbocco della valletta. Certo è che in questo caso particolare, la morfologia attuale e glaciale risentono delle condizioni topografiche preesistenti; l'analogia morfologica della valletta del Patoc con la valle della Predilizza fanno pensare che anche quest'ultima risenta di condizioni precedenti al Glaciale.

*Il problema dell'ultraffondamento delle valli per opera dei ghiacciai.* — Per quanto scarsi, si possono raccogliere nel bacino della Fella alcuni dati per giudicare dell'azione erosiva dei grandi ghiacciai quaternari. In questo calcolo non seguirò tuttavia Penck e Brükner (*61*), ossia non mi riferirò al livello di terrazzi o soglie ritenuti preglaciali, poichè l'altezza di questi può benissimo non corrispondere, come ho provato, all'antico fondovalle e inoltre non v'è una prova inconfutabile che i terrazzi riferiti al preglaciale rappresentino proprio i resti della valle che ha accolto la prima grande glaciazione.

Poichè nel bacino del Fella esistono resti di morene rissiane e di depositi fluvio-glaciali prevurmiani, si potrà avere un'idea dell'azione erosiva esercitata dall'ultima grande glaciazione misurando l'altezza relativa — ossia sul fondovalle sottostante — del suolo su cui poggiano dette morene o, in mancanza di queste, delle alluvioni suddette.

Da quanto ho detto precedentemente, la base della morena rissiana di Ovedasso e del conglomerato di Malborghetto giacciono a una sessantina di metri sopra il fondovalle attuale [1]. Tale è dunque l'importo dell'erosione esercitata in quei punti dal ghiacciaio vurmiano e dalle acque correnti dopo il Rissiano. Per stabilire l'importo dell'erosione glaciale occorrerebbe detrarre da questa cifra l'importo dell'erosione postglaciale operata dalle acque correnti. A questo scopo basta determinare l'altezza minima delle morene vurmiane, altezza che nella zona di Ovedasso è calcolabile con discreta approssimazione. Intorno Resiutta infatti le morene vurmiane che rivestono la soglia della Val di Resia scendono sino a pochi metri (forse 8-10) d'altezza dal fondovalle attuale. Rimarrebbero quindi circa 50 m. da ascrivere all'erosione glaciale del Vurmiano. In questo computo non è stato tenuto conto dell'erosione interglaciale riss-vurmiana, e quindi nei 50 m. di escavazione post-rissiana, rimane compresa anche quella.

La presenza tuttavia di alluvioni sopra le morene lungo il fondovalle, può far pensare che durante l'interglaciale riss-vurmiano non si sia avuta una grande attività erosiva, dei corsi d'acqua, poichè in tal caso sarebbe scomparsa ogni traccia dei depositi glaciali e fluvio-glaciali di quel tempo. I quali tuttavia sono stati rispettati anche dall'ultima grande glaciazione e così pure dall'erosione post-glaciale, per cui bisogna pur dire che debbono trovarsi in una posizione molto favorevole alla loro conservazione. E allora non è detto che nell'interglaciale riss-vurmiano le valli non fossero state affondate di un certo importo per effetto dell'erosione normale. Tanto più in quanto

(1) In questo calcolo si prescinde dalla coltre di ghiaie attuali che riveste il fondo, la quale però non deve essere eccessivamente potente poichè la roccia in posto affiora sul fondo subito a monte di Chiusaforte e presso lo sbocco delle vallette laterali.

i depositi prevurmiani sono, come s'è visto, in tutto il bacino della Fella abbastanza scarsi.

Concludendo dunque, possiamo dire che l'importo dell'ultraffondamento della valle presso Resiutta e Malborghetto per opera del ghiacciaio vurmiano, non è superiore a 50 metri. Ma le due località in parola sono quelle in cui la base delle morene rissiane, o delle alluvioni interglaciali, si trovano alla massima altezza sul fondovalle; presso Riofreddo e nei dintorni di Tarvisio, i conglomerati interglaciali poggiano su roccia in posto ad un'altezza di pochi metri sopra il fondovalle attuale e così pure presso Grauzaria in valle dell'Aupa e presso la centrale elettrica del Barmàn in valle di Resia. È vero che qui siamo in valli secondarie e che quindi l'importo dell'ultraffondamento, che sta in relazione diretta con la massa del ghiaccio oltre che con la sua velocità, deve essere minore, ma in questi casi risulta addirittura nullo.

Da queste considerazioni e tenendo presente che il ghiacciaio scava inegualmente il fondovalle nei vari punti a seconda della pendenza e forma di questo e della sezione trasversale del ghiacciaio, si può dire che nel bacino della Fella l'azione erosiva operata dall'ultima grande glaciazione sul fondovalle è variata da un massimo un poco inferiore a 50 m. a un minimo di zero metri.

Se ora immaginiamo che l'ultraffondamento delle valli si sia mantenuto costante durante tutte le glaciazioni, troveremmo che l'importo dell'escavazione totale dei fondivalle operato dalle acque correnti durante le fasi interglaciali e dai ghiacciai durante le fasi di espansione glaciale, — dato che le glaciazioni sieno state quattro — sarebbe stato al massimo di circa 200 m. e piuttosto meno che più. E poiche è da ritenersi che l'azione erosiva dei ghiacciai non sia stata sensibilmente modificata da leggere variazioni di pendenza del fondovalle prodotte da movimenti di origine tettonica, bisogna attribuire alle acque correnti una eventuale maggiore escavazione, conseguentemente, per es., ad un abbassamento del livello di base dell'erosione.

Se a questo punto riprendiamo i dati calcolati per altra via, relativi all'altezza del fondovalle preglaciale, troviamo che v'è un dislivello fra quel fondovalle e quello attuale di circa 300 m. Altezza questa, occorre rilevarlo, notevolmente

inferiore a quella determinata dal Brückner (*61*). Vi sono dunque 100 m. di differenza rispetto alla cifra ottenuta sopra, ossia un terzo dell'altezza complessiva.

Potremmo allora pensare ad una più intensa azione erosiva dei ghiacciai prevurmiani dovuta alle loro maggiori dimensioni; ma, per quanto riguarda il ghiacciaio rissiano, abbiamo prove che non doveva superare per dimensioni quello vurmiano; per gli altri mancano assolutamente elementi di giudizio, tanto da far pensare persino che sieno nemmeno esistiti o meglio che non abbiano raggiunto lo sviluppo di quelli successivi.

Io credo dunque che l'ultraffondamento delle valli per opera esclusiva dei ghiacciai sia da ridursi, in generale, a proporzioni relativamente modeste e che anche durante il Glaciale l'erosione delle acque correnti abbia avuto un'importanza almeno pari, se non superiore, nell'escavazione del fondovalle a quella dei ghiacciai.

IIIª Parte.

## Il Bacino della Fella nel Postglaciale.

Con la fase decisiva di ritiro dei grandi ghiacciai vurmiani dalla regione pedemontana, si può considerare chiusa l'età glaciale. Ad essa successero, com'è ormai ben noto, dei periodi a glaciazioni via via più attenuate, per i quali manterrò le denominazioni proposte da Penck e Brückner (*61*), ossia: stadio di *Bühl*, di *Gschnitz* e di *Daun*.

Nel lasso di tempo però che trascorse dall'inizio del ritiro delle fronti dalla regione prealpina al loro nuovo avanzamento corrispondente allo stadio di Bühl, ossia durante la così detta oscillazione di *Achen*, si verificarono anche nel bacino della Fella dei fenomeni particolari di cui occorre tenere conto e che, pur partecipando in parte del Glaciale, in parte del Postglaciale, attribuirò a quest'ultimo.

Solo in poche zone però è stato possibile ricostruire questi fenomeni, poichè nel resto della nostra regione mancano elementi per determinare cronologicamente l'età dei depositi postvurmiani. I quali, quando giacciono esternamente agli archi morenici frontali dei ghiacciai di Bühl, possono essersi deposti non solo durante, ma anche dopo l'oscillazione di Achen o ancora contemporaneamente ai tre stadi di glaciazioni attenuate, senza che nella loro formazione sieno intervenute delle modificazioni così notevoli da permettere un riferimento cronologico abbastanza preciso.

### La costituzione dei terrazzi della media valle di Resia.

La zona forse più istruttiva di tutto il nostro bacino per lo studio dei fenomeni verificatisi nel Postglaciale, è la valle di Resia e specialmente quel tratto che va da Stolvizza a Prato.

Il corso d'acqua scorre fiancheggiato da una serie assai caratteristica di terrazzi dalle superficie perfettamente piane su cui s'affollano le case dei vari centri abitati della valle,

che hanno trovato in quei luoghi un ambiente agevole per svilupparsi e un terreno fertile per mettere a cultura (1).

Le scarpate piuttosto ripide di questi terrazzi, lasciano scorgere abbastanza spesso attraverso gli strappi del mantello erboso che le riveste, il terreno sottostante, il quale è pure messo a nudo in tutta la sua potenza, nelle incisioni operate dai torrentelli che scendono alla Resia dai fianchi della montagna. La serie però che m' ha dato la chiave di volta per interpretare la complessa e varia natura delle terrazze della Val di

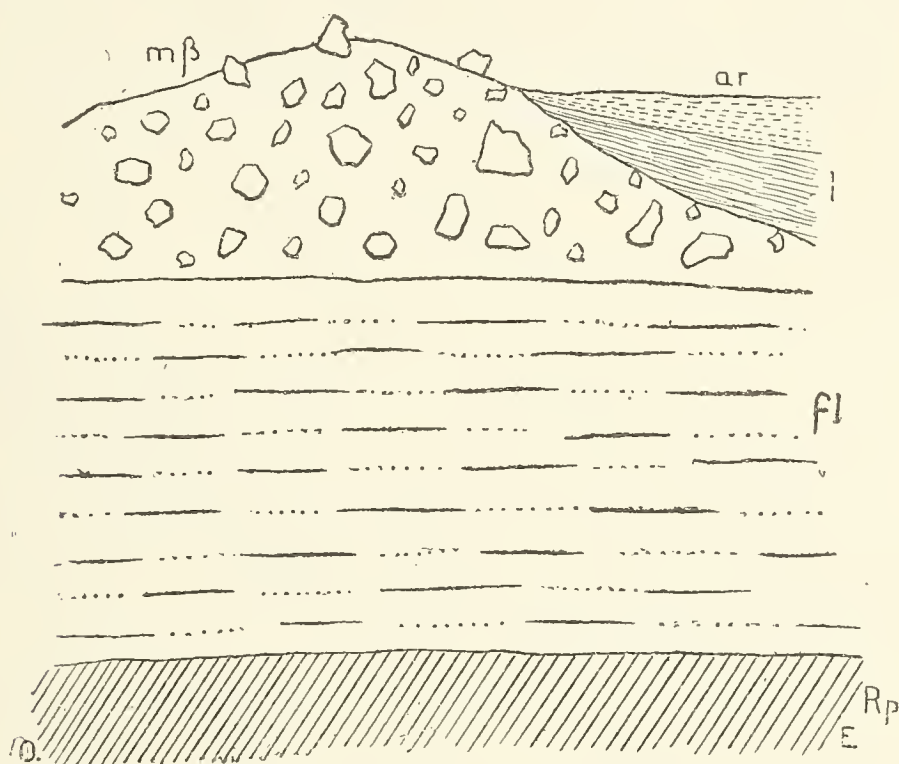



Fig. 24. — Sezione attraverso il terrazzo di Prato di Resia. ar = alluvione minuta recente; l = limo; m$\beta$ = morena dello stadio di Bühl; fl = alluvioni fluvio-glaciali; Rp = roccia in posto (raibliano).

Resia, fu da me osservata assai agevolmente nel 1921 e 1922, quando si costruiva la strada che ora risale con varie risvolte la scarpata del terrazzo di Prato di Resia (fig. 24).

Questo terrazzo richiamò l'attenzione del TARAMELLI (79) il quale lo riteneva costituito da una morena frontale deposta da un ghiacciaio del M. Canin e da alluvioni più recenti addossate a monte della morena.

---

(1) Di tutto il bacino, la sola valle di Resia possiede centri abbastanza grossi e numerosi a notevole distanza dallo sbocco (circa 11 km.), appunto in grazia dei terrazzi.

L'interpretazione di questi depositi formatisi durante il ritiro del grande ghiacciaio tilaventino, trovava, secondo il TARAMELLI una conferma nel fatto che a valle di S. Giorgio di Resia mancano traccie di depositi fluvio-glaciali terrazzati. Analoghe spiegazioni diedero il TELLINI (*88*), il MARINELLI (*50*) e il BRÜCKNER, il quale accennò alla possibilità che la morena di S. Giorgio appartenesse allo stadio di Bühl (1).

Per quanto ci sia una parte di vero nelle osservazioni del TARAMELLI e degli altri studiosi, pure la disposizione e natura dei materiali che compongono i terrazzi di Prato e di S. Giorgio, è sensibilmente più complessa. Devo dire che per me la ricerca fu assai facilitata dalle profonde incisioni compiute specialmente nel 1921 sulla scarpata meridionale del primo terrazzo.

Come aveva giustamente osservato il TARAMELLI, la parte più alta del terrazzo — corrispondente ad alcune gobbe che si elevano per qualche decina di metri al di sopra del piano di terrazzamento — è costituita da un deposito morenico di provenienza locale. Prevalgono di gran lunga i calcari e le dolomie del Norico e Retico, ma non mancano anche i calcari rossi e bianchi del Lias. Sotto la morena locale, esiste però anche una potente alluvione fluvio-glaciale con qualche erratico della Catena Carnica. L'alluvione, che poggia su roccie in posto (calcari cavernosi gessiferi del Raibliano), data la presenza di erratici di provenienza lontana, che abbiamo visto caratterizzare le morene vurmiane, e data la sua posizione rispetto a quest'ultime, che si può osservare altrove e di cui pure sarà parlato, rappresenta indubbiamente delle morene vurmiane rimaneggiate. Nella parte orientale della scarpata denudata dai lavori stradali, si nota ancora, alla base, il medesimo deposito fluvio glaciale ricoperto dalla morena locale — che però in questo punto è assai meno potente — ma sopra questa, dapprima un banco di limo leggermente inclinato verso oriente, poi un'alluvione minuta d'origine puramente locale. L'alluvione minuta forma la parte più elevata di tutti i terrazzi che stanno a monte di Prato di Resia.

Questa è la composizione del terrazzo, ma prima di darne l'interpretazione occorre che io ricordi quella di qualche altro che sta più monte.

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter* (*61*), pag. 1016.

Nella valletta che incide trasversalmente il terrazzo di Oseacco, presso Casalischie, addossato alla montagna, si osserva un deposito morenico ricco di ciottoli striati e contenente numerosi frammenti di roccie dell'alta Val Fella. Un limo bruno, proveniente in parte dallo spappolamento della roccia marnosa nerastra raibliana su cui poggia, impasta abbondantemente la morena. Procedendo verso il filone della valle, ossia verso la scarpata del terrazzo, si passa ad un tratto quasi improvvisamente dalla morena ai depositi fluvio-glaciali in cui si nota una tanto maggiore frequenza di roccie allogene, quanto più i materiali sono prossimi alla morena. I due depositi si distinguono abbastanza facilmente nella località suddetta, anche in

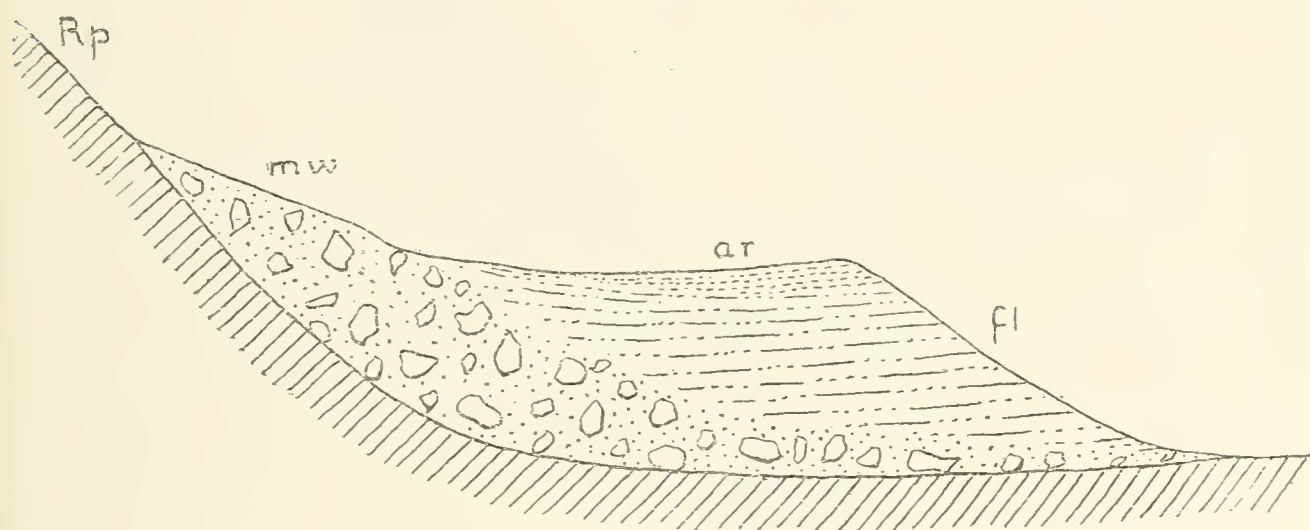



Fig. 25. — Sezione attraverso il terrazzo di Oseacco.
ar = alluvione minuta recente; fl = alluvione fluvio-glaciale; mw = morena vurmiana; Rp = roccia in posto.

grazia della colorazione nerastra della morena La parte più elevata del deposito è formata da un' alluvione più minuta e costituita esclusivamente da ghiaie di provenienza locale (fig. 25).

Il limite fra le due alluvioni forse corrisponde alla superficie superiore di un banco leggermente cementato, ma solo eccezionalmente si può distinguere. Su per giù la stessa serie si osserva nell' alveo di un torrentello che scende nei pressi di Crisaze.

L'interpretazione di questi svariati depositi che formano i terrazzi intorno a Prato di Resia, credo che — con gli elementi riferiti — possa riuscire abbastanza facile.

L' alluvione sottostante alla morena di Prato, che poggia direttamente sulla roccia in posto, rappresenta un deposito

fluvio-glaciale postvurmiano. Più a monte infatti, non lontano da Oseacco e da Prato, abbiamo visto che ricopre delle morene vurmiane. D' altro canto l' età dell'alluvione è definita anche dalla morena locale di Prato, la quale — lo si vedrà più innanzi — è una morena frontale dello stadio di Bühl. L'alluvione quindi non può che appartenere al periodo di tempo che passò tra il ritiro dei ghiacciai vurmiani e l'avanzamento di Bühl, ossia alla così detta *oscillazione di Achen* (*61*). Le argille e le alluvioni che ricoprono la morena di Bühl verso monte, sono invece necessariamente più recenti e attestano la esistenza di un lago di cui vedremo meglio più avanti l' origine.

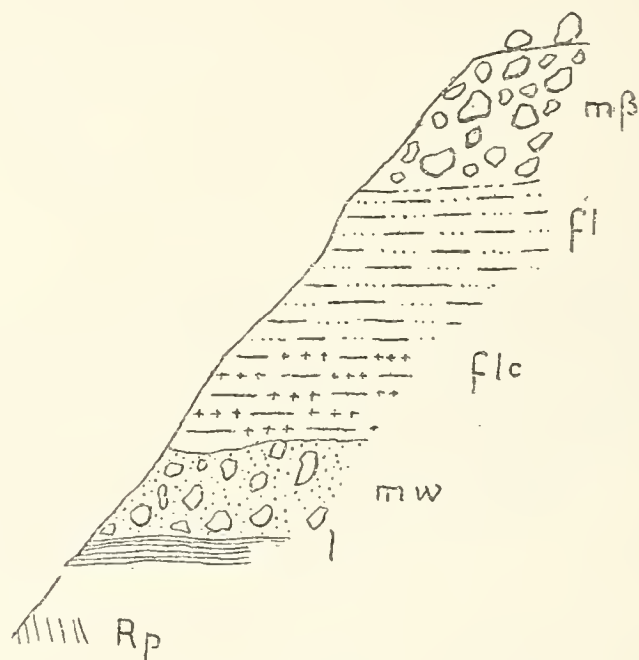



Fig. 26. — Sezione attraverso il terrazzo fra Prato di Resia e S. Giorgio. $m\beta$ = morena stadiale di Bühl; fl = fluvio-glaciale sciolto; flc = fluvio-glaciale leggermente cementato; mw = morena vurmiana; l = limo; Rp = roccia in posto.

Occorre avvertire che se riesce difficile distinguere il fluvio-glaciale *acheniano* dalle alluvioni stadiali a monte di Prato, non molto agevole è pure la distinzione fra il conglomerato interglaciale e il livello di alluvioni, talora leggermente cementate, più recente (fig. 26). In ogni modo quando i tagli freschi lasciano distinguere al completo o quasi la serie dei materiali che compongono i terrazzi, il riconoscimento non presenta più difficoltà di sorta.

Anche a valle di S. Giorgio di Resia, il cui terrazzo è costituito analogamente a quello di Oseacco, da morene vurmiane addossate alla montagna e da alluvioni fluvio-glaciali appog-

giate su queste, esistono piccoli lembi di terrazzi, conservati per lo più agli angoli di confluenza dei torrenti di sinistra, come presso lo sbocco del R. Nero. I depositi che costituiscono questi terrazzi sono delle alluvioni fluvio-glaciali postvurmiane che ricoprono i resti dei delta interglaciali o delle morene vurmiane. Anche sulla soglia di Resiutta osservai delle alluvioni cementate con stratificazione deltizia che parrebbero sovrapposte alla morena vurmiana.

### I terrazzi dell' oscillazione di Achen in Val di Resia.

La morena stadiale di Prato giace sopra un livello di terrazzamento corrispondente alla superficie del terrazzo di S. Giorgio, spianato in parte su morene vurmiane, in parte su alluvioni fluvio-glaciali dell' oscillazione di Achen.

Di questo livello si trovano resti solo a valle di Prato, poichè i terrazzi che stanno più a monte appartengono a sistemi più elevati o più bassi e interessano depositi notevolmente più recenti dei primi. Presso S. Giorgio i terrazzi acheniani giacciono a 424 m. sopra il livello del mare (64 m. sul fondo valle), sopra Stav. Tapotclanzon a 415 m. (60 m. s. f. v); sul lato opposto della valle, presso St. Tanalàs a 438 m. (76 m. s. f. v.).

Più a monte, la superficie delle alluvioni fluvio-glaciali e la superficie del conglomerato interglaciale, ricoperta dalla morena di Prato, stanno a 450 m. s. m. presso la centrale elettrica del Barmàn e a 460 m. giace la superficie terrazzata delle morene vurmiane intorno a Gniva. Su per giù alla stessa altezza si trova la superficie dei depositi fluvio-glaciali cementati presso Crìsaze, a 470 m. sul lato occidentale del terrazzo di Oseacco, a 475 m. su quello orientale, a 550 m. presso Cernapèig (54 m. s. f. v.), a 575 m. presso Lasina e presso Coritis.

In complesso dunque il sistema di terrazzi appare abbastanza ben definito, come pure definita è la sua età. Il fatto che sopra i terrazzi stia una morena stadiale di Bühl, indica che il terrazzamento è anteriore a quello stadio e d'altra parte, il trovare delle morene vurmiane spianate a un livello corrispondente a questo sistema di terrazzi, dimostra che il terrazzamento è posteriore a quelle morene.

Ne viene di conseguenza che il terrazzamento data da una epoca intermedia fra il Vurmiano e lo stadio di Bühl e quindi coincide con l'oscillazione di Achen.

Stabilita così l'età del terrazzamento, occorre trovarne le cause e cercar di ricostruire anche lo svolgimento dei fenomeni che lo hanno preceduto.

Osservo intanto che le alluvioni fluvio-glaciali acheniane ricoprono, in prossimità del filone della valle, direttamente la roccia in posto. Il che significa che quella parte dell'alveo è stata in un primo tempo sgombrata dalle morene vurmiane e successivamente ricolmata da alluvioni. Si è quindi avuta dapprima una fase erosiva del corso d'acqua, e poi una fase di accumulamento. Inoltre, la superficie delle terrazze si distende, come s'è visto, su depositi di varia natura (morene vurmiane, alluvioni interglaciali e postglaciali) per cui non può corrispondere al livello di un bacino lacustre interrato, ma rappresenta invece una vera fase di spianamento di depositi preesistenti e quindi una fase di maturità del corso d'acqua.

Io credo che questi fatti possano trovare una spiegazione abbastanza naturale.

Scomparso il ghiacciaio vurmiano del Canale del Ferro, il fondo della Val di Resia si trovò evidentemente sopraelevato (soglia di Resiutta) rispetto a quello della Val Fella. La Resia dunque ringiovanita per effetto dell'abbassamento del livello di base locale operato dai ghiacciai, entrò, subito dopo la scomparsa di questi, in una fase di grande attività erosiva, durante la quale approfondì facilmente il suo alveo nelle morene che rivestivano la soglia e il fondovalle più a monte. Durante questa fase fu sgombrata tutta la parte della valle più prossima al filone.

Non appena però il torrente raggiunse, sulla soglia, la roccia in posto il processo erosivo dovette essere fortemente rallentato a monte della soglia stessa. La quale poi corrisponde ad un affioramento di Dolomia Principale interposta fra due affioramenti di rocce, assai più erodibili, del Raibliano. La soglia di Resiutta venne perciò a costituire una specie di livello di base locale per l'erosione e quindi a provocare a monte una fase di accumulamento dei corsi d'acqua, durante la quale, il profondo alveo scavato nelle morene vurmiane venne un po' per volta interrato. In questo periodo di maturità dirò così,

momentanea, che dovette però durare abbastanza a lungo, dato che ormai la Resia s'era incastrata presso lo sbocco nella dura Dolomia Principale senza possibilità di uscirne, si compì anche lo spianamento delle morene vurmiane e dei depositi interglaciali più prossimi al filone.

### La morena stadiale di Prato di Resia.

Già ho fatto cenno, parlando della costituzione dei terrazzi, alla morena stadiale di Prato sulla quale però occorrono notizie più dettagliate.

Detta morena si stende sulla parte meridionale del terrazzo che va da Prato di Resia alla Cappella quotata 449 m., a circa metà strada fra Prato e S. Giorgio. La medesima morena, però, occupa, sull' altra sponda del Resia, buona parte del terrazzo di Gniva, di Stav. Las di Sopra, di Stav. Host e s'insinua nella valle del Barmàn sino all' altezza di Lischiaza. Alla superficie essa è perfettamente riconoscibile oltre che per non essere terrazzata, anche per la presenza di enormi blocchi di calcari magnesiaci del Trias superiore che ne segnano perfettamente la sua estensione.

Riguardo alla natura e provenienza dei materiali che la compongono, potei osservare numerosissimi ciottoli striati nella parte meridionale, ossia presso lo sbocco della Val del Barmàn, mentre in quella settentrionale tali ciottoli diventano più scarsi, ma pure non mancano. Le roccie rappresentate dai ciottoli sono in grande prevalenza i calcari magnesiaci della Dolomia Principale e i calcari chiari del Dachstein; poi seguono dolomie zonate, calcari bituminosi della medesima età, calcari rossi, rosei, brecciati, bianco-lattei, oolitici, selci rosse e nerastre del Giura e infine qualche frammento di arenarie e scisti giallo-verdastri dell' Eocene e di conglomerato del Barmàn.

Le dimensioni dei materiali sono assai variabili: da una ghiaia minuta si passa a blocchi di molti mq. di volume in parte sparpagliati alla superficie, in parte immersi nella morena. Lungo la scarpata del terrazzo di Prato, i ciottoli sono più angolosi che nelle morene della valle del Barmàn.

Il TARAMELLI, come già accennai, riteneva che tale morena fosse stata deposta da un ghiacciaio locale del M. Canin, mentre attribuiva

gli accumoli della valle del Barmàn a una morena insinuata [1]. Il Marinelli [2], pur accennando alla probabilità che i grandi massi sparsi sui terrazzi siano d'origine glaciale, dice di non avere elementi per giudicare se i terrazzi stessi sono costituiti da depositi della medesima natura. Più recentemente [3] riferisce i massi a un ghiacciaio della valle del Barmàn che avrebbe avuto la sua fronte nella zona intorno a Prato occupata allora da uno specchio lacustre. A quest'ultimo aveva pure fatto cenno il Taramelli (*79*) e successivamente il Tellini [4], mentre a proposito della morena di S. Giorgio e di Prato, il Brückner [5], riferendosi alle osservazioni del Taramelli, l'attribuiva allo stadio di Bühl.

Non vi può essere alcun dubbio intanto che le morene descritte rappresentino un apparato morenico frontale: basta raggiungere una delle cime soprastanti, per distinguere chiaramente la disposizione dei cordoni morenici del terrazzo di Prato che descrivono una specie di arco a debole curvatura con la concavità rivolta verso la valle del Barmàn. Nell'interno dell'arco altri cumuli morenici più irregolari si succedono innalzandosi gradualmente sino a Lìschiaza. Che anche i grandiosi blocchi sparsi intorno allo sbocco della valle del Barmàn siano d'origine glaciale, è facile riconoscerlo sia perchè non vi sono sempre in vicinanza pareti rocciose dalle quali potrebbero eventualmente essere precipitati, sia perchè la loro area di distribuzione coincide con quella della morena stadiale, sia infine perchè non mancano anche nell'interno della morena stessa.

Una conferma dell'attribuzione della morena di Prato a una morena frontale, si potrebbe vedere anche nella distribuzione dei ciottoli striati, i quali, come ho accennato sopra, si fanno via via più scarsi procedendo dalla valle del Barmàn [6], ove prevalgono le morene di fondo, verso i cordoni morenici frontali del terrazzo suddetto.

Ad escludere poi l'ipotesi che la morena sia stata deposta da un ghiacciaio del Canin, oltre alla accennata disposizione

---

(1) *Dei terreni morenici e alluvionali....* (*79*), pag. 39.
(2) *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento....* (*50*) pag. 121.
(3) *Atlante dei tipi geografici....* (*54*), tav. 13.
(4) *Da Tarcento a Resia....* (*88*) pag. 13.
(5) *Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen....* (*2*).
(6) Si veda ad esempio uno spaccato naturale presso Stav. Host.

dei cordoni morenici, una prova decisiva è fornita dalla natura dei materiali che li compongono. Se infatti buona parte delle roccie di cui sono composti si trovano in posto anche nell'alta Val di Resia e sul gruppo del Canin (calcari del Trias superiore e del Lias) (*18*), le arenarie e gli scisti giallo-verdastri dell'Eocene non possono provenire che da Sella Carnizza e dalla Val di Uccea. Inoltre mancano sul gruppo del Canin calcari con selci nerastre, che invece affiorano intorno a Sella Carnizza e alla Forchia.

Riguardo poi all'età dell'apparato morenico, per quanto mi sia già pronunciato, è opportuno qualche schiarimento. Il criterio che ho creduto preferibile impiegare nella determinazione cronologica degli apparati morenici frontali intravallivi, è quello che si fonda sull'altezza del limite climatico delle nevi corrispondente.

In questa ricerca mi sono servito del criterio del KUROWSKI (*42*) adottato spesso anche da PENCK e BRÜCKNER (*61*) e, per i ghiacciai attuali, dal MARINELLI (*51*), che consiste nell'assumere come limite orografico delle nevi l'altezza media della superficie del ghiacciaio. Non occorre forse avvertire che tale altezza non corrisponde alla media fra l'altezza dei due punti più alto e più basso del ghiacciaio, nè alla media fra la cima più elevata del recinto montuoso e quella della fronte; bensì equivale alla media delle altezze di tutti i punti della superficie del ghiacciaio. Il sistema morfometrico da me seguito, fu quello di ricostruire, come meglio era possibile, sulle carte topografiche al 25000, il ghiacciaio servendomi di tutti quegli elementi che potevo avere a mia disposizione, e di segnarvi sopra le curve di livello di 25 in 25 metri. Ricavatone poi il lucido ho misurato planimetricamente le aree comprese fra isoipsa e isoipsa, attribuendo a ciascuna area la media aritmetica delle altezze delle due isoipse da cui era racchiusa. Ho assunto infine come altezza media della superficie del ghiacciaio la media aritmetica delle altezze medie delle singole aree [1].

In genere con questo sistema si ottengono dei dati leggermente inferiori alla vera altezza media, per il fatto che le misure planimetriche si riferiscono alla proiezione della superficie del ghiacciaio e quindi le aree più inclinate che, almeno nei ghiacciai vallivi, sono per solito le più alte, in proiezione riescono notevolmente più ridotte di quelle pianeggianti. Si potrebbe ovviare a questo inconveniente calco-

---

(1) Ottenuta moltiplicando le superficie comprese tra le singole isoipse per la media aritmetica fra le altezze indicate dalle isoipse stesse, sommando i prodotti e dividendo la somma per la superficie totale del ghiacciaio.

lando la pendenza media delle superficie comprese fra due isoipse contigue e successivamente la superficie reale. Da qualche prova di questo genere da me fatta, mi sono accorto però che il valore finale non veniva ad essere di molto modificato, per cui mi sono limitato ad arrotondare, aumentando, le cifre ottenute senza tale correzione. Tanto più che altre cause danno luogo a differenze assai più sensibili fra limite altimetrico delle nevi permanenti quale si ottiene impiegando il sistema del KUROWSKI, e limite climatico, come ad esempio l'esposizione, la forma del recinto, il sistema di alimentazione del ghiacciaio, le precipitazioni, ecc. Ricordo a questo proposito un esempio abbastanza istruttivo che si trova proprio nel nostro bacino.

Secondo i calcoli del MARINELLI (1) relativamente ai ghiacciai attuali del Canin, il limite climatico delle nevi nelle Alpi Giulie Occidentali, si trova a 2450 m. s. m. Il piccolo ghiacciaio del Montasio possiede invece un'altezza media di appena 1945 m. (2). Poichè non si può pensare, data la brevissima distanza che separa i ghiacciai del Canin da quello del Montasio, che il limite climatico delle nevi possa essere diverso nelle due zone, e poichè vi sono tutte le buone ragioni per accettare il dato del MARINELLI, così bisogna attribuire alle cause di cui parlavo prima, un abbassamento di 500 m. del limite orografico delle nevi rispetto al limite climatico. Avverto del resto che il MARINELLI stesso ha ritenuto di dover attribuire, sempre per le medesime cause, un abbassamento di circa 200 m. al limite orografico delle nevi rispetto a quello climatico anche nel caso dei ghiacciai del Canin.

Ritornando ora al ghiacciaio della valle del Barmàn, si trova che l'altezza media della superficie è di circa 1100 m.

Questa cifra è sensibilmente inferiore a quella relativa al limite climatico delle nevi nel Vurmiano, che fu stimata dal BRÜCKNER a 1300-1350 m. per la parte orientale del bacino del Tagliamento (3). Occorre anzi avvertire che tale altezza fu desunta da alcuni piccoli ghiacciai della catena del Chiampòn, quindi a distanza relativamente breve dalla valle del Barmàn. Per questi ghiacciai fu ammessa un' altezza del limite delle nevi prossima a 1200 m. tenendo conto dell'esposizione settentrionale. Parrebbe dunque che il ghiacciaio del Barmàn dovesse avere costruito il suo apparato morenico frontale durante o

(1) *I ghiacciai delle Alpi Venete....* (*51*), pag. 283.

(2) DESIO A., *Osservazioni glaciologiche nelle Alpi Carniche e Giulie....* (*14*), pag. 9.

(3) Secondo il MARINELLI (*46-47*), 1400-1500 m.

sullo scorcio del Vurmiano. Se ciò può suggerirci un dato morfometrico, non può tuttavia essere accettato in base ad altre considerazioni di maggior valore. La morena locale di Prato poggia infatti — occorre ricordare — sopra depositi fluvio-glaciali che appartengono indubbiamente al Postglaciale, dato che ricoprono morene vurmiane, e che io ho creduto di poter attribuire all' oscillazione di Achen. E che appartengono proprio a tale oscillazione, non rimane alcun dubbio se la morena soprastante indica un limite delle nevi molto basso e quindi corrispondente alla maggiore espansione stadiale (Bühl) dato che per essere « frontale » non sarebbe potuta appartenere al Vurmiano durante il quale, il ghiacciaio della Fella era molto più espanso e potente (cfr. I parte). E infine dobbiamo anche pensare che perchè il ghiacciaio del Barmàn potesse deporre la sua morena a Prato, occorreva che la Val di Resia fosse almeno nella sua metà inferiore sgombra di ghiacci e quindi presumibilmente anche la Val della Fella, almeno fino all' altezza di Resiutta, dato il sistema d'alimentazione del ghiacciaio.

Che non si sieno avute da parte del ghiacciaio del Tagliamento o della Fella delle soste prolungate durante il ritiro, potrebbe essere provato dall' assoluta mancanza di cordoni morenici frontali lungo le valli maggiori, mentre esistono in quelle secondarie. E se si ammette che il ghiacciaio della Fella si fosse ritirato a monte di Resiutta durante la formazione della morena di Prato, ossia di 40 km., dobbiamo anche ammettere che il limite climatico delle nevi si fosse innalzato notevolmente, ossia di qualche centinaio di metri.

Ma poi molti elementi stanno a giustificare il forte abbassamento del limite orografico delle nevi rispetto a quello climatico nel caso del ghiacciaio del Barmàn. Esso sta al riparo della catena dei Musi che, fra le catene prealpine delle Prealpi Giulie è quella più continua, elevata e frastagliata. Il suo versante settentrionale è assai scosceso e le valanghe frequentissime e grandiose. La valle del Barmàn è stretta e profonda: il suo fondo è quasi sempre in ombra (fig. 27); il territorio poi occupato dal ghiacciaio, si trova ora in una zona di grande piovosità (2800-3000 mm. annui). Da questo si può giudicare le particolari condizioni in cui veniva a trovarsi il ghiacciaio del Barmàn, condizioni che sotto certi punti di vista sono da

paragonarsi a quelle del sopra ricordato ghiacciaio del Montasio [1].

Se ora accettiamo i dati generali di PENCK e BRÜCKNER relativamente al limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl desumendoli da quello attuale (*61*), si può calcolare che nel bacino della Fella tale limite dovesse trovarsi intorno a 1550 m. Si tratterebbe quindi di una differenza di 450 m. fra limite climatico e orografico delle nevi nella valle del

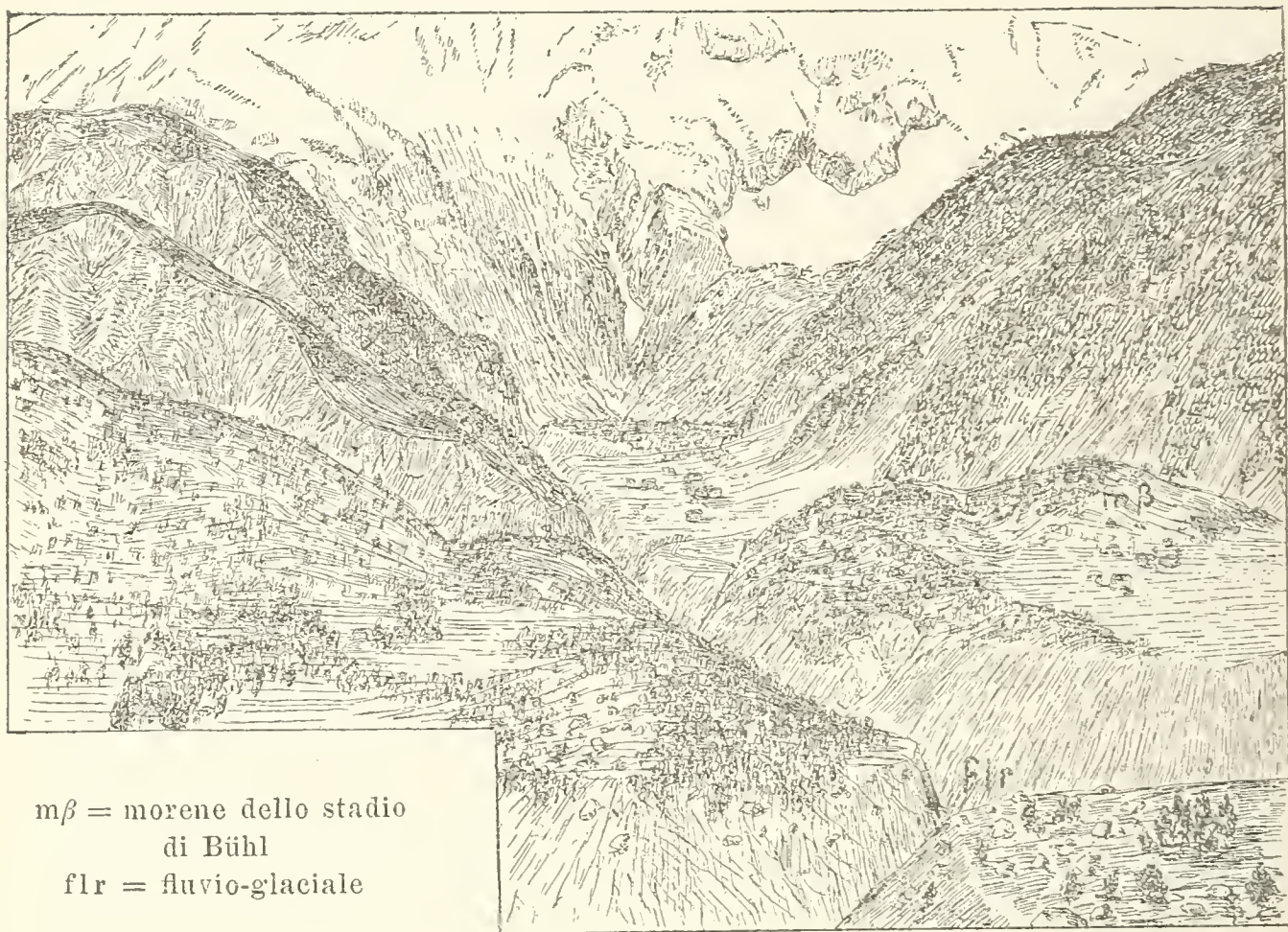



Fig. 27. — La valle del Barmàn. Sul fondo la catena dei Musi.

Barmàn, altezza quasi uguale a quella analoga del ghiacciaio del Montasio. Un tale dislivello può essere anche giustificato, dato che la posizione altimetrica del ghiacciaio del Montasio pare dovuta sopratutto al sistema d'alimentazione rappresentato dalle valanghe, sistema che, per la configurazione della

---

(1) È utile avvertire che da osservazioni da me fatte sul versante settentrionale della catena dei Musi, la neve si conserva in alcune conche per tutto l'anno.

montagna doveva essere certamente il più importante anche nel caso del Barmàn [1].

Dato che la valle del Barmàn durante lo stadio di Bühl era occupata da un ghiacciaio abbastanza grande, è naturale il pensare che altri ghiacciai si celassero, al riparo della cresta dei Musi e del M. Lavariis, nelle alte valli del R. Nero e del R. Resartico. Nella prima di queste valli ho trovato solo una morena locale con ciottoli striati a 1105 m. s. m., sotto la Forchia, mentre non potei trovare indizi di archi morenici frontali sul fondovalle. La forma complessiva di queste due valli, fornite di un bacino di raccolta ampio o col fondo pianeggiante che contrasta con la forma del canale di scolo stretto e a V, sembra stia in relazione con la presenza, durante lo stadio di Bühl, di piccoli ghiacciai che dovevano spingere però le loro fronti fin verso 750-800 m., altezza alla quale avviene il passaggio da un tipo di valle all' altro.

## I terrazzi e il lago di sbarramento glaciale della Val di Resia.

Abbiamo visto che sulla morena stadiale di Prato s' addossano dei materiali fluvio-lacustri che si ritrovano più a monte, ed anzi solo più a monte, ove costituiscono la parte elevata dei depositi terrazzati di fondovalle. I bellissimi terrazzi della media valle di Resia si raccordano poi perfettamente tra loro in un sistema elevato quasi un centinaio di metri sul fondovalle, altezza su per giù corrispondente alla sommità dei dossi morenici stadiali più elevati di Prato di Resia.

Riassumo nella seguente tabella i dati altimetrici dei lembi meglio conservati.

---

(1) Questo forte abbassamento del limite orografico delle nevi nella catena dei Musi, mi fa sorgere il dubbio che i ghiacciai vurmiani del Chiampòn segnalati dal MARINELLI (*46*, *47*) possano fors' anche appartenere allo stadio di Bühl, dato anche che durante il Vurmiano il ghiacciaio del Tagliamento, nelle vicinanze, raggiungeva un' altezza di 1000-1100 m. mentre le morene frontali di detti ghiacciai giacciono a 700-800 m. d' altezza e dato che la zona occupata dai ghiacciai suddetti coincide con una zona di massima piovosità (3000-3200 mm. annui). Non ho tuttavia avuto campo di esaminare con sufficiente attenzione il problema.

| | Sinistra | | Destra | |
|---|---|---|---|---|
| | Altezza sul mare m. | Altezza sul fiume m. | Altezza sul mare m. | Altezza sul fiume m. |
| Prato | | | 485 | 93 |
| | 476 | | | |
| Oseacco | 489 | 95 | | |
| | 499 | 90 | | |
| Martignilaz | 509 | 90 | 505 | 95 |
| Driniza | | | 540 | 100 |
| Casalischie | 520 | 90 | | |
| Stolvizza | | | 563 | 103 |
| Sartinaravan | | | 569 | 73 |
| Hudaravan | | | 630 | 78 |
| Coritis | | | 641 | 76 |

Il fatto sopra accennato, che dei depositi fluvio-lacustri si appoggiano sulla morena di Prato, attesta l'esistenza di un lago nella media valle di Resia a monte di Prato; l'altro fatto (terrazzi) può fornirci i dati per giudicare dell'altezza del pelo d'acqua. I terrazzi che meglio si prestano in questa determinazione altimetrica sono quello di Driniza e quello di Oseacco, il primo perchè occupa la parte mediana del fondovalle, il secondo perchè è molto esteso e assai ben conservato.

Il margine occidentale del terrazzo di Oseacco giace a 489 m. e da quel punto la superficie va salendo verso monte con una pendenza del 2,7 ‰, cosicchè all'estremo orientale raggiunge 510 m. Il margine meridionale del terrazzo di Driniza arriva invece a 540 m. La pendenza di questo è perciò del 2,3 ‰.

Assumendo come altezza dello specchio d'acqua quella del terrazzo di Drìniza [1] arriviamo alla conseguenza che la morena di Prato, nelle condizioni attuali, non sarebbe stata in grado di sostenere verso valle le acque del lago, dato che raggiunge appena 500 m. d'altezza.

Osservo però che i depositi morenici stadiali sparsi, esistono anche sul fianco destro della valle, presso Stav. Ronc a 586 m., per cui si può riconoscere che anteriormente alla

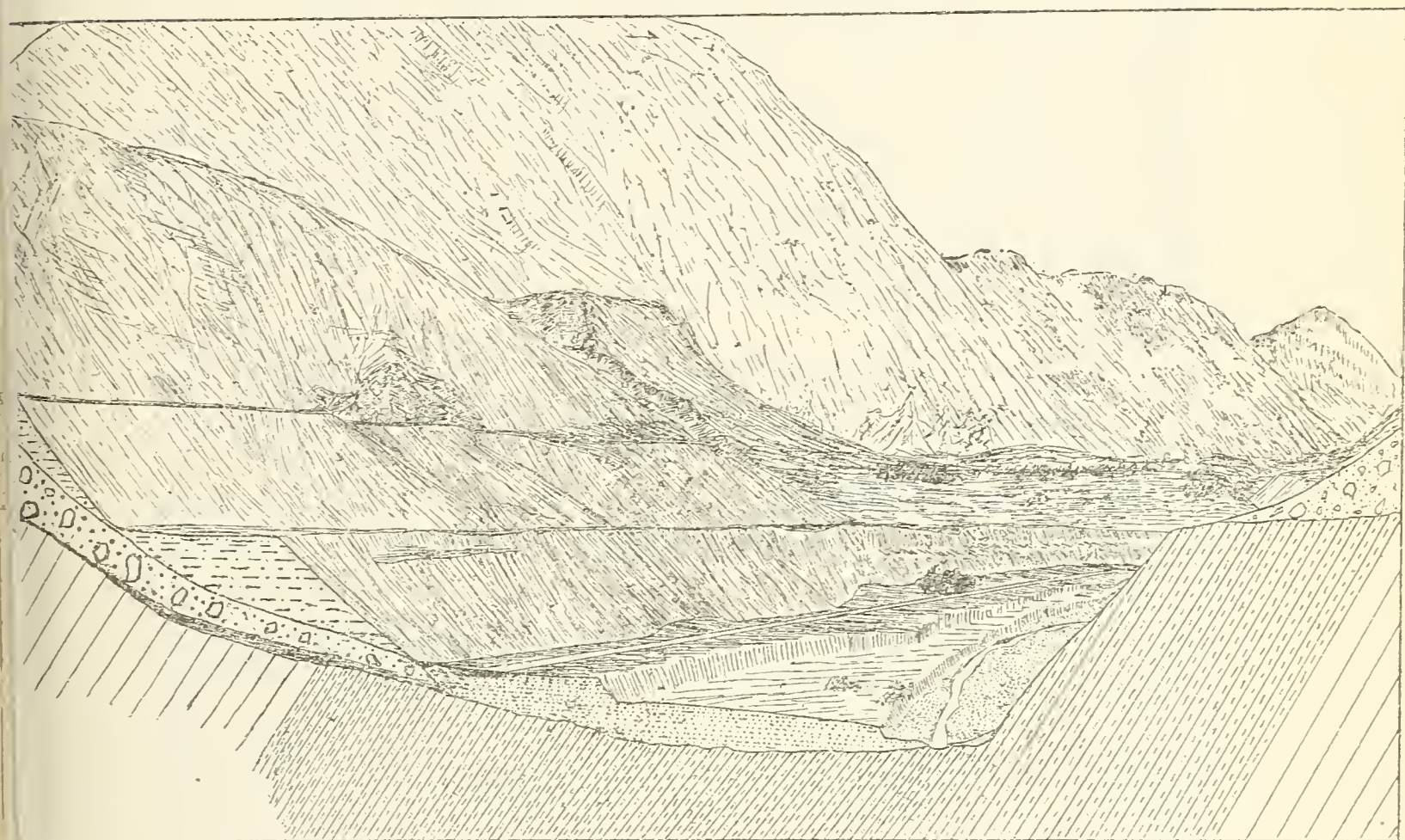



Fig. 28. — Schizzo dei terrazzi di Oseacco.
(per i segni, v. fig. 25).

deposizione dell'arco morenico di Prato, il ghiacciaio stadiale durante la fase di massima espansione, sbarrava completamente

(1) Non ho assunto l'altezza del lembo terrazzato più alto per il fatto che si trova troppo prossimo al fianco della valle e pare anche sopraelevato da depositi superiori più recenti. Occorre anche pensare che laddove i terrazzi si trovano allo sbocco di valli laterali, sono anche stati molto probabilmente rialzati durante la fase d'interramento del lago per opera della Resia, per effetto della formazione di delta locali. che potevano benissimo emergere dalle acque. Queste considerazioni mi consigliano ad attenermi di preferenza ai due terrazzi suddetti. Che del resto la parte più orientale del delta sia emersa dalle acque, mi sembra provato dalla pendenza notevole e variabile della superficie che si ottiene collegando fra loro i vari lembi di terrazze.

la valle appoggiando la fronte sul versante settentrionale di questa e formando quindi una vera diga di sostegno alle acque.

La vita del lago non dovette essere breve se ebbe tempo di venire in parte notevole interrato. Del resto anche il ritiro del ghiacciaio del Barmàn non avvenne rapidamente. Vi sono indizi di almeno due soste: la prima — forse la più lunga — all'altezza circa di Prato e durante questa fase le acque del lago trovarono uno sfogo tra la fronte del ghiacciaio e il fianco della valle, non senza però che lo specchio d'acqua si fosse abbassato sino a 500 m. circa sul livello del mare.

Un'altra sosta ebbe luogo presso Stav. Host, ove troviamo pure un distinto vallo morenico. Nella fase di ritiro che intercorse fra le due soste, il lago dovette estinguersi, ma non d'un tratto, bensì a periodi come indicano i resti di livelli inferiori di terrazzi (fig. 28).

### L'influenza del ghiacciaio stadiale del Barmàn nello sviluppo della curva di fondo della Resia.

Fra le particolarità morfologiche della Val di Resia merita di essere ricordata una irregolarità nella sua curva di fondo. Lo schizzo (fig. 29) ci mostra l'andamento di detta curva e la distribuzione dei vari terreni che costituiscono l'alveo del torrente. L'irregolarità consiste in un gradino abbastanza accentuato che si nota in corrispondenza del maggiore affioramento di terreni raibliani, che, come ho avvertito più volte, sono assai più erodibili dei calcari e delle dolomie del Norico. Questo gradino che sarebbe stato normale in corrispondenza di un affioramento di altre rocce, non mi sembra sia da attribuire all'arretramento di un gradino prodottosi allo sbocco per effetto di un abbassamento del livello di base locale dell'erosione com'è avvenuto subito dopo la scomparsa dei ghiacciai vurmiani, poichè penso che, specie nelle rocce del Raibliano, il torrente avrebbe presto sistemata l'irregolarità del suo alveo. Osservando invece che lo spigolo del gradino corrisponde all'arco morenico del Barmàn, mi pare giustificata l'ipotesi che alla presenza del lago postglaciale sia da attribuire la causa di questa irregolarità del fondo.

Durante la fase lacustre infatti, tutto l'alveo invaso dalle acque era sottratto all'erosione, la quale invece continuava la

sua opera attivissima nella parte più a valle. Non solo, ma dopo l'estinzione del lago, mentre nel primo tratto il corso d'acqua prima di raggiungere la roccia in posto, doveva sgombrarsi il terreno dai depositi lacustri, nel secondo invece proseguiva regolarmente l'incisione del fondo. Da ciò ne sortì il gradino.

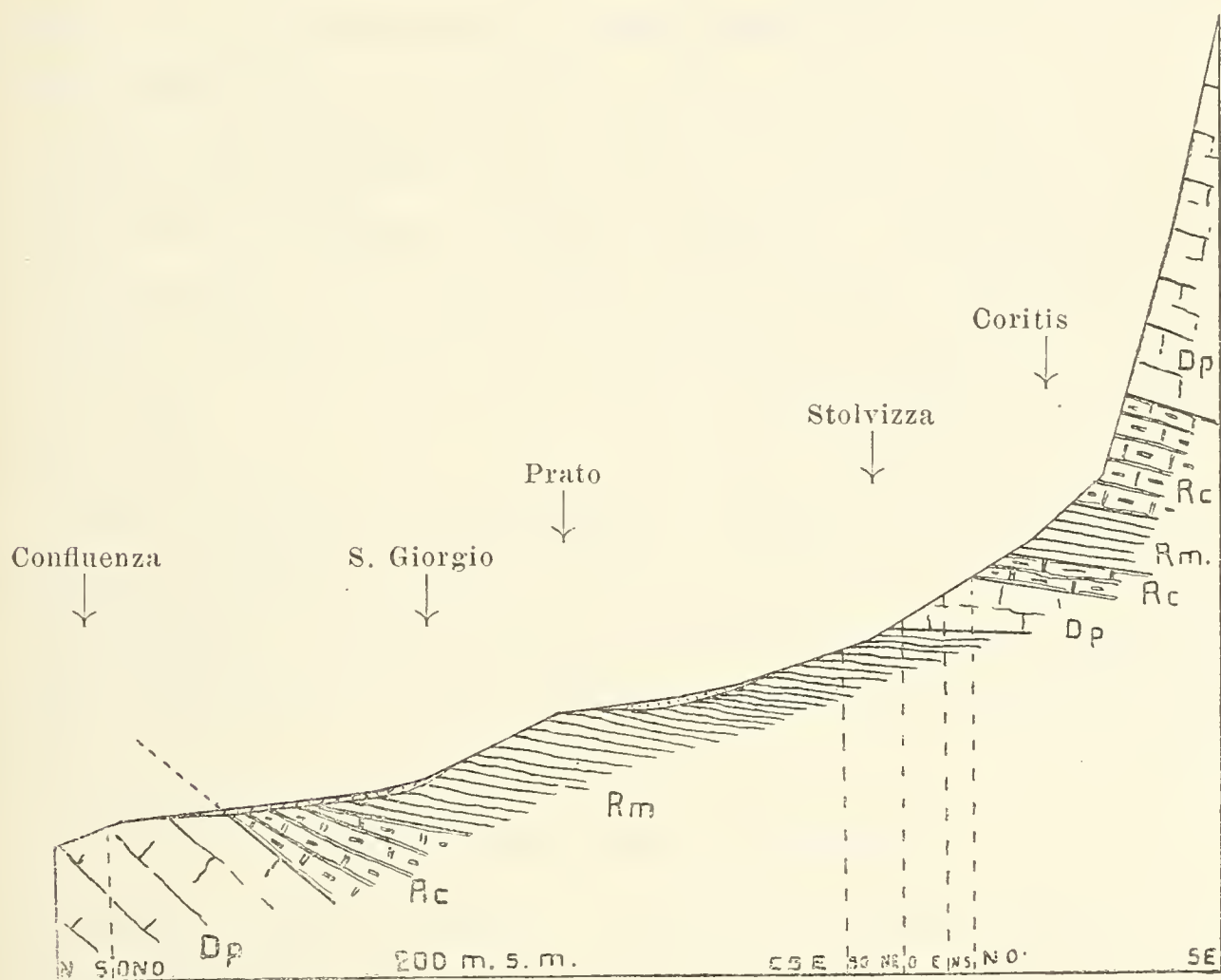



Fig. 29. — Profilo geologico lungo l'alveo della Resia. (Scala per le distanze 1 : 200 000; scala per le altezze 1 : 10.000). Dp = Dolomia principale; Rc = Raibliano (facies dolomitica); Rm = Raibliano (facies mornosa). Le zone punteggiate indicano i depositi alluvionali dell'alveo.

Non è da escludersi tuttavia che a favorirne lo sviluppo o, forse meglio, a conservare il gradino più a lungo, abbia contribuito il Barmàn, affluente della Resia, che porta un notevole contributo d'acqua, e conseguentemente di capacità erosiva, alla Resia.

### Morene locali e terrazzi dell'alta Valle di Resia.

Il caseggiato di Solvizza si stende in buona parte sopra una morena locale terrazzata che si prolunga per breve tratto

entro la valletta del rio di Lommig. La morena è formata esclusivamente da calcari che credo provengano dal gruppo del Canin. Non presenta tuttavia riconoscibili i caratteri di una morena frontale, per cui non ho prove per appoggiare l'ipotesi del Taramelli (*81*), accolta anche dal Brückner (*61*), che un ghiacciaio del Canin si sia soffermato in questo punto durante lo stadio di Bühl.

Morene locali abbondantissime rivestono tutta l'ampia conca a monte di Coritis, ma neppure qui ho potuto riconoscervi con sicurezza degli apparati morenici frontali che possano permettere di stabilire l'età di queste morene. Che tuttavia appartengano agli stadi, è indubitato, poichè ricoprono un'alluvione fluvio-glaciale, inferiormente cementata, che corrisponde a quella acheniana dei dintorni di Prato. È probabile che un ghiacciaio locale, alimentato dai circhi del Canin, scendesse almeno fin presso Coritis.

Anche a monte di Stolvizza esistono dei depositi alluvionali terrazzati che attestano probabilmente l'esistenza di un laghetto anche nei dintorni di Coritis. Sono costituiti essi pure da ghiaie stratificate, prevalentemente calcaree e dolomitiche, nelle quali però non manca qualche erratico della catena Carnica.

### Il ghiacciaio stadiale del Zajàur.

Qualche centinaio di metri a sud est della cappella di S. Anna di Carnizza in Val d'Uccea, esiste un caratteristico, per quanto minuscolo anfiteatro morenico a 1045 m. s. m., ricordato anche dal Marinelli (*52*) e attribuito allo stadio di Bühl.

Il ghiacciaio che ha deposto il cordone morenico doveva provenire da un circo soprastante, incavato nel fianco settentrionale del M. Zajàur (1816 m.) e contornato da creste relativamente elevate (intorno a 1600 m.). Anche per questo piccolo ghiacciaio, che si riesce abbastanza facilmente a ricostruire, ho calcolato l'altezza media della superficie, ottenendo un valore di circa 1500 m.

Se prendiamo come base per determinarne l'età, l'altezza del limite climatico delle nevi, veniamo alla conclusione che il ghiacciaio stadiale del Zajàur doveva appartenere allo stadio

di Bühl. In tal caso sarebbe da attribuire alle cause orografiche e meteorologiche un abbassamento del limite locale delle nevi di circa 50 m.

Ciò potrebbe apparire in contrasto con quanto è stato detto a proposito del ghiacciaio del Barmàn, per il quale fu ammesso un abbassamento di 450 m. che, applicato al ghiacciaio del Zajàur, porterebbe ad attribuirlo allo stadio di Gschnitz. Senza escludere in modo assoluto questa ipotesi, non trovo però che sia necessaria.

Osservo infatti che in uno stesso gruppo montuoso si possono avere ghiacciai ad altezze sensibilmente diverse in relazione con le diverse condizioni orografiche. Senza uscire dal bacino della Fella, posso riferirmi ancora al ghiacciaio del Montasio che sta ad un' altezza media di 1945 m. e a quello dell' Ursic che sta invece a 2285 m. Fra i due v'è una differenza dunque di 340 m. pur trovandosi in condizioni climatiche abbastanza simili.

Fra il ghiacciaio del Barmàn e quello del Zajàur la differenza è di 400 m.

Se allora si paragonano le condizioni orografiche delle regioni d'alimento dei due ghiacciai, si potrebbe trovare una giustificazione a tale differenza. I campi di raccolta delle nevi del ghiacciaio del Barmàn erano senza confronto più vasti di quello del Zajàur, rappresentati essenzialmente da un circo non molto ampio, e inoltre nel primo caso la configurazione orografica oltre che favorire la caduta di numerosissime valanghe, permetteva anche la confluenza di parecchie lingue e quindi la formazione di un ghiacciaio vallivo.

### Scoscendimenti postglaciali nella Valle di Resia.

Il versante meridionale della bassa valle di Resia è rivestito da grandiose fasce di detriti che stanno evidentemente in relazione con la ripidezza del fianco montuoso.

La maggiore di queste scende dal M. Spiz a 700-800 m. s. m., ha un' inclinazione media di circa 20° e termina sull' alveo della Resia, che fiancheggia per quasi due chilometri. Essa risulta formata da parecchie falde prismatiche fuse lateralmente.

Un' altra fascia di questo genere ricopre le pendici del M. Cuzzer ed ha uno sviluppo massimo in larghezza di circa

1500 m. La loro età non può essere determinata con sicurezza, poichè esse sono ancora attive e quindi rivestite da detriti freschissimi. È tuttavia da pensare che appartengano complessivamente al Postglaciale, tanto più che non presentano inferiormente traccia di terrazzamento. Giova avvertire poi che il versante opposto della valle, pur essendo più scosceso, è privo di falde detritiche d'una certa entità, e ciò dipende dal fatto che il secondo è costituito da Dolomia Principale massiccia, il primo da calcari e dolomie marnose del Raibliano, assai facilmente erodibili, ricoperte dai banconi di Dolomia Principale.

La ripidezza del fianco rivestito dai detriti è evidentemente dovuta al modellamento glaciale che ha avuto qui la massima intensità per il fatto che contro quel fianco si scaricavano il ghiacciaio della Fella e della Raccolana dopo di avere scavalcato la catena Staulizze-Posâr.

### I terrazzi postglaciali della Val d'Aupa.

Presso lo sbocco della Val d'Aupa, sulla destra, esiste un caratteristico e vasto terrazzo, leggermente inclinato verso mezzogiorno, sul quale giacciono Moggio di Sopra e le due frazioni di Riù e di Tavasàns (Tav. V (II), fig. 2). Detto terrazzo è tagliato dalla strada in costruzione che porta dal ponte sulla Fella al paese di Moggio di Sopra. Esso risulta costituito da una potente coltre di depositi morenici vurmiani che ricopre dei banchi di conglomerato interglaciale e che s'addossa al rilievo calcareo su cui sta la chiesa ed una parte (meridionale) del paese. Il margine inferiore della superficie terrazzata giace a 385 m. s. m., ossia 80 m. sul fondavalle. Ancora più in basso, affiancato alla scarpata di quello precedente, esiste un altro lembo di terrazzo, non più elevato di 8-10 m. sul fondovalle, sul quale sta Moggio di Sotto. Questo, invece, è completamente formato da materiali alluvionali di provenienza locale.

Per quanto manchino dati di riferimento abbastanza sicuri, lo spianamento delle morene vurmiane di Moggio, per analogia con quanto è stato osservato altrove, può riferirsi in buona parte all'oscillazione di Achen, quando cioè in tutte le valli principali del nostro bacino venivano rimaneggiati i potenti cumoli morenici abbandonati dai ghiacciai vurmiani, specialmente intorno alle zone di confluenza.

Mi mancano elementi per determinare l'età del terrazzo inferiore che in ogni modo è posteriore allo stadio di Bühl e che forse è da sincronizzarsi con lo stadio di Gschnitz. Anche più a monte, in Val d'Aupa, esistono tracce del livello più elevato di terrazze a 531 m. presso Grauzaria su morene vurmiane, a 630 m. presso Dordola e a 663 m. presso Gallizzis su roccia in posto (Ladinico) (fig. 22). La pendenza di questo antico letto del corso d'acqua è di 3,30 %, quindi leggermente inferiore a quella attuale ch' è di 3,87 %.

### Morene dello stadio di Bühl nella Valle di Raccolana.

Ho già avvertito che in tutta la valle di Raccolana mancano erratici di provenienza estranea alla valle, per cui riesce assai difficile distinguere le morene vurmiane dalle morene stadiali. Un elemento di giudizio ci può tuttavia essere fornito da alcuni depositi morenici che si trovano presso lo sbocco della valle principale e in quella laterale del Patoc. In questa ultima, una fascia morenica abbastanza potente ricopre il fondo fin poco più a valle della confluenza del R. Bianco, come pure la soglia di Patoc. La morena è costituita da calcari magnesiaci bianco-grigi della Dolomia principale, da calcari ceroidi del Dachstein e del Lias, impastati da un limo, abbondantissimo alla base del deposito, più scarso superiormente. In qualche punto il limo forma anche dei letti potenti qualche decimetro, nei quali sono immersi dei ciottoli grossi quanto una noce. Fra i materiali morenici notansi anche dei blocchi di conglomerato del Montasio e di un calcare silicifero bruno, contenuto sotto forma di lenti nella serie calcarea che compone la cresta nel Montasio.

Una morena del tutto simile per aspetto e natura dei materiali, giace a poco più di un chilometro dallo sbocco della valle di Raccolana, presso la Fornace q. 405 e riveste il fianco sinistro della valle e in piccola parte quello destro. Dalla precedente si distingue tuttavia per la frequenza di materiali angolosi commisti ai ciottoli striati, e per la minore abbondanza di limo. L'aspetto, in complesso, più che di una morena di fondo è quello di una morena frontale, anche per il fatto che essa è disposta trasversalmente alla valle; sebbene ora la parte mediana sia completamente scomparsa. Altri depositi morenici

(di fondo) si sono conservati presso il fondovalle anche più a monte, sino al ponte delle Lastre. La natura esclusivamente locale dei materiali che compongono queste morene non è sufficiente a riferirle ai ghiacciai stadiali, nè ho potuto vedere nella bassa valle di Raccolana morene locali sovrapposte ad altre morene o a depositi fluvio-glaciali. Con tutto ciò osservo che le morene locali della valle del Patoc, che scende verso N O, ossia in senso quasi opposto alla Fella che ne raccoglie le acque, non si sarebbero potute deporre durante l'espansione vurmiana per il fatto che il movimento generale dei ghiacci presso Chiusaforte aveva una direzione N-S (cfr. fig. 17) e quindi non era possibile che un ramo del ghiacciaio della Raccolana si muovesse in senso opposto. Tanto più poi che il ghiacciaio della Fella aveva in questo tratto una potenza grandissima e notevolmente superiore a quella del ghiacciaio della Raccolana.

Si potrebbe pensare anche che tali morene si fossero deposte durante il ritiro dei ghiacciai vurmiani, quando quello della Raccolana s'era reso indipendente da quello della Fella; ma allora, dato che in paragone alle sfavorevoli condizioni morfologiche per la conservazione delle morene, i depositi glaciali sono molto abbondanti e quindi indicano una certa sosta del ghiacciaio, e dato che la morena che sta presso la Fornace può essere ritenuta una morena frontale, non v'è ragione per non ammettere che piuttosto che durante la fase di ritiro dei ghiacciai vurmiani, detti depositi sieno stati accumolati durante lo stadio di Bühl. Altri elementi confortano del resto questa ipotesi.

Il Brazzà [1] ch'è l'unico, si può dire, che si sia interessato di questo argomento, aveva segnalato fin dal 1883 l'esistenza dei depositi morenici recenti dell'altipiano del Montasio, di Tamaròz e di Saletto, di cui verrà parlato più avanti, e anche di quelli che rivestono la soglia di Patoc. I primi erano stati attribuiti, conformemente alle idee del tempo, a semplici soste nel ritiro del grande ghiacciaio, i secondi erano stati ritenuti morene d'ostacolo, dovute allo sbarramento del M. Jama. A questo proposito avverto però che se per le morene di Patoc può anche essere concessa una tale origine, quantunque sembri poco probabile poichè dette morene non rivestono il versante

(1) *Studi alpini fatti nella valle di Raccolana...* (*l*), pag. 33.

orientale del M. Jama, bensì solo la soglia su cui giace il paese, per quelle della valletta del Patoc, che non erano note al BRAZZÀ tale origine non è più ammissibile.

Prima del BRAZZÀ, il TARAMELLI (*79*) aveva però riconosciuto la presenza delle morene che rivestono la sella di Nevea, morene che ritaneva deposte dai ghiacciai del Canin durante una sosta nel ritiro dell' ultimo grande ghiacciaio.

## Il ghiacciaio della Raccolana durante lo stadio di Bühl.

Supponendo che la morena della Fornace segni veramente la posizione della fronte del ghiacciaio della Raccolana durante una sosta, ho cercato di ricostruire sopra le carte al 25.000 il ghiacciaio stesso per poterne poi calcolare, col sistema del KUROWSKI (*42*), il limite climatico delle nevi corrispondente. La cifra ottenuta è di 1500 m. circa, ossia quasi 900 m. più bassa dell'attuale limite climatico delle nevi nella medesima valle. Anche questo dato conferma l'ipotesi che il ghiacciaio della Raccolana durante lo stadio di Bühl raggiungesse quasi lo sbocco della valle, poichè i 50 m. che ancora rimarrebbero per raggiungere la quota teorica relativa al limite climatico delle nevi durante tale stadio, potrebbero essere attribuiti a cause orografiche. Nè l'importo mi sembra eccessivo se si tiene conto della profondità della valle (1) e del fatto che i campi d'alimento del ghiacciaio erano per almeno metà esposti a nord. Questi giacevano sull'ampio terrazzo orografico del Canin da cui potenti colate di ghiaccio si riversavano in cascata di seracchi per il vallone di Blasìc, per quello di Goriuda e per quello del Bilapeit verso la Raccolana e la sella di Nevea. Altri vastissimi campi d'alimento si trovano sull'altipiano del Montasio da cui i ghiacci scendevano ancora in cascate di seracchi. Minori contributi di ghiaccio provenivano infine dai circhi sottostanti alla cresta del Sart. Secondo la mia ricostruzione, la superficie del ghiacciaio raggiungeva, poco più a monte di Saletto, 900 m. s. m. e 1000 m. fra Tamaròz e i Piani e 1500 m. alla Sella di Nevea. La potenza nei luoghi nominati era perciò di 3-400 m. La fronte principale del ghiac-

---

(1) Il BRAZZÀ (Op. cit. pag. 33) ricorda che Saletto, Tamaròz, Sotmendòns e altri paesi del fondovalle, restano in ombra per circa sei mesi dell' anno.

ciaio giaceva a circa 430 m. s. m., mentre attraverso la soglia di Patòc penetrava nella valletta omonima un piccolo ramo di diffluenza che deponeva le morene ricordate avanti.

### Morene di ritiro del ghiacciaio di Bühl in Val di Raccolana.

Le morene ricordate dal Brazzà presso Saletto, rappresentano realmente i resti di una morena frontale del ghiacciaio della Raccolana, d'età evidentemente posteriore a quella della Fornace.

Non è però il caso di attribuirla ad alcuno degli stadi successivi (Gschnitz o Daun), perchè ricostruendo il ghiacciaio si viene ad ottenere un limite delle nevi corrispondente o di poco più elevato a quello dello stadio di Bühl. In ogni modo è certo che nel ritiro del ghiacciaio stadiale vi fu una breve sosta presso Saletto, ossia circa 4 km. a monte della precedente, dopo la quale il ghiacciaio si dovette probabilmente decomporre in vari rami perdendo il carattere di ghiacciaio vallivo. Secondo il Brazzà (*1*) un'altra morena frontale esiste anche a Tamaroz, morena che ho avuto campo di esaminare io pure. Si tratta anche in questo caso di una morena frontale, ma non si può escludere che sia stata deposta da una colata di ghiaccio del Canin, incanalata nel vallone di Blasic. Veramente non ho notato fra i materiali morenici, ciottoli del calcare selcifero rosso del Foràn del Mus, mentre esistono blocchi di conglomerato simile a quello di Nevea. Riguardo a quest'ultimo tuttavia occorre avvertire che una placca esiste anche nel vallone di Blasic a circa 740 m. d'altezza. Nel medesimo vallone poco più in alto vi sono delle chiazze di morenico locale.

### Depositi alluvionali terrazzati della valle di Raccolana.

Da Stretti sino a Pezzeit, la Raccolana è spesso fiancheggiata da caratteristici terrazzi sui quali sono sparsi tutti i piccoli centri abitati della valle. I materiali terrazzati, messi a nudo di frequente lungo la rotabile, sono ghiaie stratificate orizzontalmente, non molto grossolane, talora anzi assai minute, costituite da calcari magnesiaci della Dolomia Principale e secondariamente da calcari Dachstein, fra cui di tanto in tanto

si scorge qualche blocco del conglomerato di Nevea. I terrazzi si raccordano quasi tutti per formare un unico livello che raggiunge 760 m. presso Stretti, 680 m. a Pian di Là (68 m. s. fondo valle) 648 m. al Pian di qua (78 m. s. f. v.), 612 m. a Tamaroz (70 m. s. f. v.) e 565 m. a Chiout Cali (60 m. s. f. v.). Un altro gruppo di terrazzi più bassi giace a 545 m. (40 m. s. f. v.) presso Chiout degli Uomini e 495 m. (40 m. s. f. v.) a Pezzeit, ma non pare formi un sistema continuo (1). L'origine del sistema di terrazzi della valle di Raccolana, mi pare sia da ricercare essenzialmente nella barra morenica e, crederei anche, in una barra rocciosa determinata dal ghiacciaio stadiale. Della prima ho già ricordato i resti, quanto alla seconda è forse da riconoscere l'esistenza nella stretta forra di Corite che il corso d'acqua attraversa con rapide e cascate. In ogni modo lo sbarramento della valle presso lo sbocco, forse in un primo momento fece ristagnare le acque in un lago, ma ben presto questo scomparve pur lasciando il torrente in una fase di forte dejezione per effetto delle difficoltà di sbocco.

### Morene e ghiacciai dello stadio di Gschnitz in valle di Raccolana.

Le preziose e precise notizie del Brazzà (*1*), sfuggite al Brückner, sui cordoni morenici dell'altipiano del Montasio, indicano chiaramente l'esistenza di morene stadiali ben sviluppate ed altrettanto bene conservate.

Durante le escursioni ho riscontrato le indicazioni del Brazzà, trovandole esatte ed ho in più scoperto nuovi cordoni morenici ed eseguito il rilevamento e parecchie misure altimetriche di essi, cercando, nello stesso tempo, di ricostruire le colate di ghiaccio sulle carte topografiche.

Un cordone morenico un po' irregolare formato da vari dossi più o meno elevati, giace quasi sul margine dell'altipiano fra Cas. Pecòl e Cas. Larice e riveste in parte i conglomerati, in parte la roccia in posto. I materiali componenti sono formati da calcari del Dachstein, che costituiscono la parete del

---

(1) La presenza di terrazzi alluvionali anche a valle di Saletto e sino alle prime morene di Ponte delle Lastre, può essere ancora di conferma all'ipotesi della sosta del ghiacciaio della Raccolana presso la Fornace. I terrazzi più bassi sembra siano stati spianati dai torrenti che scendono dai fianchi della valle.

Montasio e da blocchi di conglomerato. I ciottoli sono in genere poco arrotondati: assai rari sono quelli striati. In complesso il cordone presenta l'aspetto di una morena frontale deposta da un ghiacciaio che doveva scendere lungo il pendio sottostante all'Jôf, dal circo del Palone e da quello del Buinz.

L'altezza media della superficie del ghiacciaio secondo la mia ricostruzione, ammonta a circa 1850 m. Questa cifra corrisponde perfettamente a quella relativa all'altezza del limite climatico delle nevi nello stadio di Gschnitz che si otterrebbe teoricamente, ossia detraendo l'importo di 600 m. dal limite climitico attuale, il quale, come ho detto altre volte, è di 2450 m. Nessun dubbio quindi che la sosta dei ghiacciai del Montasio presso i margini dell'altipiano corrisponda allo stadio di Gschnitz. E la perfetta corrispondenza fra limite orografico e limite climatico delle nevi trova la sua spiegazione nel fatto che i ghiacciai non possedevano alcun elemento favorevole nè d'esposizione nè di piovosità ecc. ad un abbassamento del limite orografico rispetto a quello climatico.

Un altro arco morenico frontale abbastanza caratteristico esiste a circa 1500 m. d'altezza presso le Cas. di Cregnedûl di Sopra. La morena è disposta trasversalmente ad un vallone che scende dall'ampio circo del Cregnedûl. Gli elementi che compongono la morena sono lievemente arrotondati e costituiti completamente da calcari del Dachstein. Il ghiacciaio, al quale è dovuto il deposito di Cas. Cregnedûl si ricostruisce molto bene in grazia della forma dell'alveo che conserva spiccati quasi dovunque i caratteri glaciali. L'altezza media della superficie è di 1850 m., quindi del tutto equivalente a quella del ghiacciaio del Montasio. Anche il Cregnedûl quindi alimentava durante lo stadio di Gschnitz un piccolo ghiacciaio che conteneva la sua fronte 300 m. più in alto della sella di Nevea.

Rimangono, per ultimo, da prendere in considerazione i grandiosi cumuli morenici che rivestono abbondantemente la sella di Nevea (Tav. IV (I), fig. 2). Come giustamente osservò il Taramelli (*79*) i ciottoli che compongono la morena sono costituiti da calcari del Dachstein e del Lias con grosse bivalvi che affiorano sull'altipiano settentrionale del Canin. Caratteristici alcuni rari blocchi di calcare selcifero rosso del Foràn del Mus. In generale non si riesce più a distinguere, nei cumuli morenici, dei veri cordoni che possano rappresentare un arco

morenico frontale, ma è tuttavia molto probabile che questa grande massa di materiale sia stata deposta, almeno in parte, intorno alla fronte delle colate di ghiaccio che scendendo dalla Pala Celâr, dal vallone del Prevala e dal Foràn del Mus per l'ampio vallone del Crepeit, s'arrestavano sulla sella di Nevea (1).

La complessa configurazione orografica della regione non mi ha tuttavia permesso di ricostruire, con sufficiente approssimazione, l'andamento della superficie del ghiacciaio corrispondente alle morene di Nevea per calcolarne l'altezza media e conseguentemente l'altezza del limite climatico delle nevi. Osservo però che se il ghiacciaio del Cregnedûl, esposto a mezzogiorno, alimentato da un solo circo non eccessivamente ampio, giungeva durante lo stadio di Gschnitz sino alle Cas. Cregnedûl di Sopra, i ghiacciai del Canin esposti a settentrione e alimentati da vastissimi campi di neve, dovevano scendere, durante quello stadio, almeno sino alla sella di Nevea (1199 m.).

Ci si può domandare ora fin dove potevano arrivare durante lo stadio di Gschnitz le colate di ghiaccio che necessariamente il Canin inviava nel vallone di Goriuda, in quello di Blasìc e che il M. Sart alimentava nei suoi circhi (Sacs dal Sart) incavati nel fianco settentrionale. Nessuna traccia esiste di archi morenici frontali sul versante meridionale della valle di Raccolana. Un piccolo cumulo notai solo presso la Caserutta a 950 m. s. m. nel vallone di Blasìc, ma non è riconoscibile in esso con sicurezza una morena frontale. La ripidezza del fianco montuoso non poteva d'altra parte permettere che si sostenessero delle morene, le quali si scaricavano in basso a formare quelle falde di sfacíume detritico che qua e là rivestono i terrazzi del fondovalle.

Tutti i ghiacciai del fianco sinistro della valle di Raccolana, durante lo stadio di Gschnitz, dovevano dunque avere le fronti sospese ad una certa altezza dal fondovalle e per questo non potevano neppure svilupparsi degli archi morenici regolari. L'unico dubbio, cui ho accennato precedentemente, è che la morena di Tamaròz possa essere stata deposta dalla lingua che scendeva per il vallone di Blasìc.

---

(1) Del resto nei pressi dell'ex-Casino Maraini, si può ancora riconoscere un cordone morenico, diretto approssimativamente E-O, cosparso di grossi blocchi, che io ritengo rappresenti i resti di una morena frontale.

### Morene e ghiacciai dello stadio di Daun in valle di Raccolana.

Internamente ai cordoni morenici frontali dell'altipiano del Montasio sopra descritti, ad un livello notevolmente più elevato, esistono dei rilievi arcuati, rivolti con la parte concava verso dei circhi soprastanti.

Uno di questi si osserva sotto il circo del Palone a circa 1720 m. d'altezza. I materiali che compongono il rilievo sono in buona parte angolosi, ma spesso con gli spigoli smussati: non notai però ciottoli striati. Un altro di questi archi giace a circa 1735 m. sotto il circo « de lis Sieris » e presenta gli stessi caratteri del precedente. Può sorgere il dubbio, dinnanzi a questi archi, che si tratti di depositi accumulati dalle valanghe durante l'inverno e specialmente durante la primavera.

E che in realtà le valanghe accumulino dello sfasciume detritico nei punti più battuti da esse e laddove il pendio s'addolcisce è cosa nota. Tale origine penso che possa in parte avere un allineamento di deboli rilievi che si stende sotto il Jôf del Montasio a circa 2050 m. d'altezza.

Negli altri due casi però devo avvertire in primo luogo che non ho mai osservato in primavera rivestimenti di neve di valanga e in secondo luogo, che i rilievi sono ricoperti da una cotica erbosa e quindi l'accumulo da parte delle valanghe dovrebbe essere avvenuto solo in passato. Ma allora mi pare strano che oggi, senza una ragione apparente, non si compia più. Anche la forma semilunare dei rilievi che racchiudono delle aree piane, richiama subito alla mente un arco morenico frontale. Per il ghiacciaio del Palone, che ho potuto ricostruire con forte approssimazione sulla carta topografica, ho fatto il calcolo dell'altezza media ottenendo 2055 m. senza alcun arrotondamento delle cifre; altezza che per le condizioni di pendenza del ghiacciaio può essere valutata in effetto almeno a 2080 m.

Siamo dunque abbastanza prossimi all'altezza del limite climatico delle nevi, calcolato teoricamente, corrispondente allo stadio di Daun (2150 m.). Per l'altro ghiacciaio non ho potuto procedere ad una ricostruzione sulle carte, date le piccole dimensioni di esso e la scala inadeguata della carta. Avverto però che la fronte giaceva qualche decina di metri

più in alto e che per il resto non doveva diversificare gran che da quello precedente. In conclusione anche il secondo è da attribuire allo stadio di Daun.

Queste sono le uniche morene che credo di poter attribuire a tale stadio. Ci si può domandare se fossero anche gli unici ghiacciai almeno del versante settentrionale della valle di Raccolana. Io credo che tutti i circhi elevati — e non v'è ragione per non ammetterlo — possedessero il loro ghiacciaio, solo che occorrevano condizioni particolarmente favorevoli, perchè le morene frontali si formassero e poi si conservassero sino ai giorni nostri. Con la mancanza di queste condizioni credo sia da spiegare la mancanza di resti delle morene frontali dello stadio di Daun sul gruppo del Canin, sul quale in quell'epoca i ghiacciai dovevano ancora traboccare, molto probabilmente, dall'orlo dell'altipiano, per rimanere sospesi con le fronti sul ripido fianco della montagna.

### I ghiacciai stadiali della valle di Dogna.

A monte di Splans si incontrano presso il fondovalle delle morene, le quali, a differenza di quelle che stanno più a ponente, sono costituite esclusivamente da ciottoli di origine locale. L'accumulo maggiore si trova fra Stav. sotto la Stua e il Piano dei Spadovai. Più a monte ancora, sotto i grandi coni di detrito del Cianalòt e del Pipar, affiorano, nelle incisioni più profonde, dei depositi di materiali arrotondati che io riterrei morenici. In nessun luogo però sono riuscito a riconoscere delle morene frontali. Ciò nonostante non esito a ritenere stadiali almeno le morene ultime ricordate che giacciono proprio sotto due bellissimi circhi, quello dei Due Pizzi e quello del Pipar.

Mancando resti di morene frontali, non posseggo elementi per valutare lo sviluppo dei ghiacciai durante i singoli stadi sia sulla Catena del Montasio, quanto su quella opposta. Osservando però che intorno a Plèsice e più a valle, le morene contengono costantemente ciottoli di provenienza allogena e che quindi sono da riferire al Vurmiano, ritengo che i ghiacciai stadiali anche durante la loro massima espansione non abbiano mai occupato il fondovalle fino a quella località. Mi pare anzi probabile che nella valle di Dogna non si sia

mai formato nel Postglaciale un ghiacciaio vallivo, sia per ragioni climatiche, quanto, specialmente, per ragioni orografiche. Durante lo stadio di Bühl i circhi e i valloni alimentavano certamente ghiacciai locali, che tuttavia non credo spingessero molto in basso le loro fronti. Probabilmente a questo stadio sono da riferire le morene di Coste Fratte, deposte dal ghiacciaio del R. Saline. Quella di Rive de Clade, accumulata dal ghiacciaio del R. di Montasio, e le altre ricordate sopra.

### Depositi fluvio-glaciali della Val Pontebbana.

Qualche centinaio di metri più a valle di Studena Bassa sulla sinistra della Pontebbana, si osserva uno scoscendimento

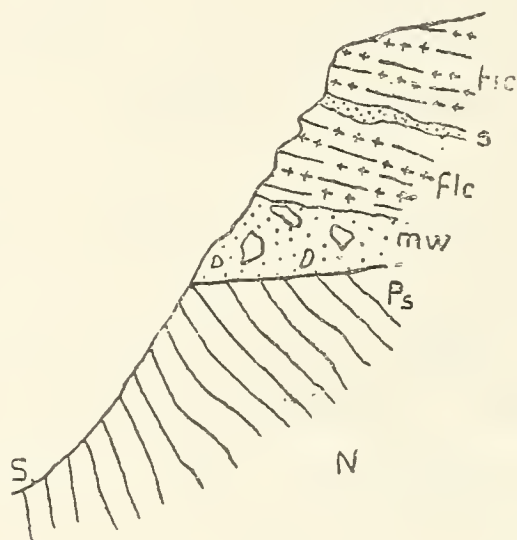



Fig. 30. — Sezione del terrazzo di sinistra della V. Pontebbana di fronte a Studena bassa.
(flc = fluvio-glaciale cementato; s = sabbia; mw = morena wurmiana; Ps = roccia in posto (Permiano superiore).

che permette di esaminare la costituzione del terrazzo che fiancheggia il fiume. Sopra la roccia in posto, formata di calcari cavernosi e bituminosi del Neopermico, giace una morena vurmiana molto potente, ricca di ciottoli striati e di erratici della Catena Carnica. Superiormente s'adagia un'alluvione appena cementata, composta da materiali simili ai precedenti, oltre i quali però compaiono, assai di frequente, ciottoli di tufi vulcanici verdi sul tipo di quelli che si trovano in posto più a sud, nella valle di Studena. In questa alluvione sono anche intercalati una lente di sabbia e degli straterelli di ghiaia molto minuta inclinati di una ventina di gradi verso

nord, ossia contro il fianco della montagna su cui detti depositi s'appoggiano (fig. 30). Questa disposizione singolare degli strati, non credo dipenda da dislocazioni, che in tal caso dovrebbero essere postglaciali come le alluvioni che ricoprono le morene vurmiane, poichè di dislocazioni così recenti non v'è indizio nelle altre parti del bacino. Osservando invece che la superficie del terrazzo in questione che giace a 718 m. s. m. (40 m. s. f. v.), si raccorda con quella dei terrazzi della valle di Studena (fig. 19), si spiega anche la natura del deposito, che rappresenta i resti di un cono di deiezione del R. Studena formatosi nel Postglaciale e, secondo ogni probabilità, durante l'oscillazione di Achen o lo stadio di Bühl. Tale cono doveva naturalmente sbarrare da parte a parte la Val Pontebbana e determinare, a monte, la formazione di un laghetto. Dell'esistenza di questo ne potrebbero fare fede i terrazzi alluvionali che stanno più a monte fino all'altezza del R. Pridula.

### Il ghiacciaio dello stadio di Bühl in Val Bruna.

L'imboccatura della Val Bruna, all'altezza del piccolo centro abitato, è sbarrata da una serie di rilievi leggermente ondulati che s'appoggiano d'ambo i lati sui fianchi della montagna. Mancano incisioni abbastanza profonde che permettano di esaminarne la composizione. Superficialmente (sino a 3 m. di profondità) sono costituiti da frammenti prevalentemente angolosi, di arenarie rosse del Trias inferiore, di porfidi rossi e tufi verdi, di calcari neri e bianchi-grigiastri. Tutte queste roccie affiorano presso lo sbocco della valle, tranne i calcari neri che appartengono al Raibliano e che si trovano in posto nell'alta Val Bruna. Devo aggiungere però che le incisioni da me esaminate si trovano a breve distanza dalle pendici dei monti, per cui i materiali superficiali potrebbero essere scesi dai ripidi pendii soprastanti.

Per quanto nessuna prova positiva abbia potuto raccogliere, sono anch'io dell'opinione del Brückner [1] che i rilievi sbarranti lo sbocco della Val Bruna rappresentino effettivamente i resti di un anfiteatro morenico. A ciò mi conduce sopratutto la forma complessiva, assai caratteristica, di detti

---

(1) *Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen...* (2), pag. 61.

rilievi che male s'adatterebbero ad essere interpretati altrimenti, come, ad esempio, morene laterali di un ghiacciaio della Val Canale o morene di confluenza, in tal caso, del Vurmiano. D'altra parte la forma dei rilievi, più che la natura dei materiali che li compongono almeno presso la superficie, esclude che si tratti di falde di detriti, alla quale interpretazione tuttavia si opporrebbe anche la presenza di qualche ciottolo di calcare del Raibliano. Il problema potrà in ogni modo essere risolto con piena sicurezza, quando sarà possibile esaminare i materiali componenti i rilievi sino alla base, poichè se realmente rappresentano morene frontali di un ghiacciaio locale della Val Bruna dovranno trovarsi in essi dei ciottoli di calcari del Dachstein e della Dolomia Principale.

In ogni modo con la convinzione che i rilievi in questione rappresentino una morena frontale, ho cercato di ricostruire sulle carte topografiche l'andamento della sua superficie del ghiacciaio e di calcolarne successivamente l'altezza media. Ho ottenuto per quest'ultima, la cifra di 1550 m., che coincide perfettamente con l'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl ottenuta teoricamente. Ragione per cui anche questo risultato conferma l'interpretazione data ai rilievi sopra menzionati.

Oltre a questi cordoni morenici esiste in Val Bruna, subito sotto la sella del Prasnic, un abbondante deposito morenico ricco di ciottoli striati, che probabilmente rappresenta i resti di una morena laterale dello stesso ghiacciaio di Bühl.

Il Brückner (op. cit. (2) pag. 161) per determinare l'età della morena di Valbruna impiegò un sistema un po' dissimile, arrivando tuttavia alla mia stessa conclusione, ma attraverso risultati notevolmente diversi.

Egli infatti affermava che il ghiacciaio ricopriva una superficie di 15,5 kmq., di cui 8 kmq. — circa la metà — si stendevano al disopra di 1700 m. s. m. Ma poichè la valle era riempita di ghiaccio, almeno tre quarti della superficie del ghiacciaio dovevano trovarsi al disopra di quell'altezza e quindi, tenendo presente il rapporto di 1 : 3 fra zona di ablazione e zona di alimento del ghiacciaio, arrivava alla conclusione che il limite delle nevi per il ghiacciaio della Valbruna doveva trovarsi per l'appunto a 1700 m. d'altezza. Secondo il Brückner questa quota sarebbe poi stata 900 m. più bassa del limite climatico attuale delle nevi e quindi il ghiacciaio sarebbe dovuto appartenere allo stadio di Bühl.

La divergenza fra i miei risultati e quelli del BRÜCKNER sta nelle cifre relative all'altezza della superficie del ghiacciaio e all'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl.

A proposito della prima devo osservare che è completamente errata l'affermazione che circa una metà del territorio coperto dal ghiacciaio si trovasse sopra i 1700 m., poichè la isoipsa 1700 attraversa la valle nella parte più elevata dei due circhi di Spragna e di Saprasca (Zapraha), per cui la superfice che giace al disopra è molto meno di un decimo di quella occupata complessivamente dal ghiacciaio. Se dalla ricostruzione fatta, nella quale è tenuto conto dello spessore del ghiaccio, l'altezza media della superficie è di 1550 m. quella dell'alveo glaciale deve essere notevolmente inferiore.

Quanto poi al limite climatico delle nevi, durante lo stadio di Bühl, anche partendo da criteri puramente teorici, ossia che si trovasse 900 m. al disotto di quello attuale, non si potrebbe in alcun modo accettare il dato del BRÜCKNRR neppure se prendessimo per base quello calcolato dallo stesso autore per il Vurmiano (1300 m.) aggiungendovi 300 m.

Occorre tuttavia avvertire che successivamente è stata, dallo stesso autore, modificata la cifra relativa al limite climatico delle nevi nello stadio di Bühl anche per il ghiacciaio della Val Bruna, riducendola a 1600 m. [1]. Questa correzione, come il primo calcolo errato, fanno tutto l'effetto che l'autore abbia voluto adattare le cifre ai risultati che si proponeva, anzichè ricavare quest'ultimi dalle cifre che, forse, per la deficenza di buon materiale cartografico, non rispondevano alle presupposizioni.

Ma se durante una lunga sosta del ghiacciaio stadiale fu deposto l'anfiteatro morenico di Valbruna, vi sono indizi di espansioni maggiori del ghiacciaio stesso.

Depositi morenici locali, si trovano infatti anche esternamente all'anfiteatro, sui due lati della valle presso lo sbocco nella Val Canale. Non credo quindi improbabile che anteriormente alla formazione del vallo morenico principale, si sia avuta una fase di massimo sviluppo, durante la quale il ghiacciaio della Valbruna sbarrava più o meno completamente la Val Canale. Ciò trova anche un riscontro in ciò che verrà detto a proposito del lago post-glaciale di Tarvisio.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter....* (*61*), pag. 1059.

### I ghiacciai stadiali del Jôf di Miezegnòt.

Il ripiano dell'Alpe di Strechizza (1400 m. circa) è rivestito da materiali morenici locali deposti evidentemente da un piccolo ghiacciaio che scendeva da un circo scavato sul lato

Fig. 31. — I circhi del Jôf di Miezegnòt (Mittagskofel) dalla Val Bruna e la valletta del R. Socouz.
(La punteggiatura indica il deposito morenico stadiale).

nord della piramide calcarea dell' Jôf di Miezegnòt (2089 m.). Non essendo delineato un vallo morenico non ho potuto ricostruire il ghiacciaio, tanto più che non è certo si tratti dei resti di una morena frontale, dato che non ne presenta la forma caratteristica. Rimane perciò in dubbio la determinazione cronologica della morena, per quanto si possa delimitare

almeno approssimativamente. Va escluso infatti che la morena appartenga al Vurmiano, poichè in tal caso non potrebbe essere stata deposta da un ghiacciaio locale, dato che la superficie del ghiacciaio della Val Canale giaceva più in alto, e d'altra parte, se si trattasse di una morena di fondo di quest'ultimo, dovremmo trovarvi, come dappertutto, degli erratici. Quanto poi agli stadi, si può escludere quello di Daun il cui limite climatico delle nevi doveva aggirarsi intorno ai 2150 m. (300 m. più in basso di quello attuale), poichè nessuna cima del recinto del circo raggiunge tale quota. Non credo sia invece il caso di pronunciarci relativamente agli altri due.

Un'altra morena locale giace intorno a 1250-1300 m. nel vallone del Socouz che discende da due circhi incavati sul fianco NE della cima q. 1952 m. dello stesso Jôf di Miezegnòt (fig. 31). Anche qui non può giudicare se si tratta di una morena frontale, quantunque ciò sembri abbastanza probabile per il fatto che al disotto non si osservano altri depositi morenici. I quali però potrebbero essere stati rimaneggiati o asportati dalle acque.

Supponendo che si trattasse di una morena frontale, ho cercato di ricostruire alla meglio il ghiacciaio, ottenendo un'altezza media della superficie di circa 1600 m., altezza poco diversa da quella del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl. La differenza di 50 m. rispetto al ghiacciaio della Valbruna, potrebbe essere eventualmente spiegata dal fatto che quest'ultimo era esposto a nord, l'altro a NE.

### I ghiacciai stadiali della Piramide del Cacciatore.

Sul versante settentrionale della Piramide del Cacciatore (Steinerner Jäger) esistono due circhi, uno molto ampio e diviso in due parti da un cordone roccioso mediano, l'altro più ristretto e sottostante alla cimetta quotata 1941 m. Sul fondo del vallone che dal primo scende verso la Valbruna (Krnica Graben delle carte), a circa 1350 m. d'altezza, v'è un deposito morenico formato da materiali provenienti dalla montagna soprastante. Anche in questo caso non so dire con sicurezza se si tratta di una morena frontale, quantunque tale sia stata la mia impressione, dato che il deposito cessa poco sotto i 1200 m. Non azzardo però una determinazione cronologica definitiva

della morena, pur ritenendola, per ragioni analoghe a quelle esposte sopra, dello stadio di Bühl o di quello di Gschnitz.

Un' altra morena locale riveste la soglia dell' altro circo sul cui fondo è un piccolo ristagno d' acqua, trattenuto da un cordone roccioso. Questo accumulo, che già fu notato dal Brückner (2), giace verso i 1570 m. e rappresenta quasi certamente la morena frontale abbandonata dal piccolo ghiacciaio che occupava il circo.

Il Brückner calcolò per detto ghiacciaio un'altezza del limite climatico delle nevi di 1700 m., mentre col metodo altre volte ricordato, io ho ottenuto 1680 m. Tale altezza è sensibilmente superiore (80 m.) a quella determinata per il limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl, ma la differenza può essere giustificata dal fatto che il circo è molto aperto — mancano quasi del tutto i braccioli — e che il ghiacciaio era esposto a NE. Morene locali si trovano però anche più in basso e un piccolo vallo giace presso lo sbocco della valle del R. Lussari. Non so se questi depositi appartengano ad una fase di massima espansione del ghiacciaio stadiale o alla glaciazione vurmiana. Per quest' ultima ipotesi io propendo.

## La costituzione dei terrazzi di Tarvisio.

L' esame dei depositi terrazzati che rivestono abbondantemente la conca di Tarvisio, riesce abbastanza difficile per la scarsità di tagli freschi abbastanza profondi e per il fatto che in causa delle fortissime ineguaglianze del fondo roccioso della conca stessa — rese evidenti da spuntoni di roccia che qua e là emergono a varia altezza dai depositi clastici — non si riesce sempre ad orientarci sulla vera posizione dei depositi messi a nudo nei vari luoghi e sulle condizioni reciproche di giacitura. Ho già ricordato la composizione di alcuni terrazzi e specialmente di quelli di SE, che chiudono lo sbocco della valle del R. Bianco, costituiti da alluvioni fluvio-glaciali rissvurmiane. Gli altri si studiano meglio che altrove presso Coccau e lungo la valletta di Greutto.

Già il Penck e il Brückner [1] si sono interessati della natura e origine di questi terrazzi e sarà utile riferire prima le loro ipotesi.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter...* (*61*), pag. 1058 e 1070.

Il Brückner avendo osservato nei dintorni di Tarvisio una intercalazione di strati deltizi fra due depositi morenici, ritiene che all'inizio dell'invasione glaciale vurmiana il ghiacciaio della Zeglia insinuasse una sua digitazione nella valle della Gailizza - quando ancora i ghiacciai delle Alpi Giulie non avevano raggiunto la conca di Tarvisio - precludendo il naturale deflusso delle acque e dando origine a un lago con lo specchio poco sotto gli 800 m., che avrebbe dovuto avere il suo emissario verso occidente, nei dintorni di Camporosso. Colmato o quasi il lago, il ghiacciaio spingendo più avanti la sua fronte avrebbe ricoperto i depositi deltizi, deponendo le morene soprastanti.

Il Penck pure osservò dei depositi deltizi sostenuti da materiali morenici nella valle della Gailizza. presso il dosso di Coccau, e concluse che il medesimo fenomeno di sbarramento della valle della Gailizza, per opera del ghiacciaio della Zeglia, si verificò anche nel Postvurmiano, ossia quando il ghiacciaio della Zeglia aveva la sua fronte all'Ossiacher e al Worther See.

Devo intanto notare che leggendo quanto riferiscono il Penck e il Brückner non si riesce a comprendere quali sono gli elementi su cui gli autori si fondano per stabilire la ripetizione del fenomeno di sbarramento. Il Brückner parla infatti di strati deltizi interposti fra morene [1] presso la confluenza del R. Bianco col T. Gailizza, ossia proprio di fronte al dosso di Coccau, sul quale il Penck trovò pure strati deltizi sovrapposti a morena.

Perché dovrebbero essere d'età diversa quelli di Coccau di quelli che stanno sul lato opposto della valle - ossia presso la confluenza sopra ricordata - se ambedue si trovano nelle medesime condizioni di giacitura e presentano gli stessi caratteri geolitologici?

Per supporre una ripetizione del fenomeno occorrerebbe trovare non solo fra le morene sicuramente vurmiane dei depositi deltizi, ma anche al disopra, fra quelle vurmiane e quelle stadiali. In nessun punto però il Penck e il Brückner accennano di aver osservato due livelli di depositi deltizi separati da una morena vurmiana, poichè il Penck, quando a pag. 1070, [2], riportando osservazioni del suo collega, dice che alla base delle morene di Tarvisio esistono delle ghiaie a stratificazione deltizia e del limo - si riferisce dunque a quello superiore dei due livelli morenici segnalati dal Brückner - assimila implicitamente le morene di Coccau e quelle superiori di Tarvisio, senza pensare che possano corrispondere invece al livello morenico inferiore del Brückner, ossia a quello sottostante ai depositi deltizi. E poichè, come vedremo, le cose stanno proprio a questo modo, i due depositi deltizi di Coccau e di Tarvisio, - ossia quello che il Penck ha visto

(1) Op. cit.... *(61)*, pag. 1058.
(2) Op. cit.... *(61)*.

sovrapposto alle morene vurmiane e quello che il Brückner ha visto ancora sovrapposto a morene vurmiane, ma ricoperto anche da morene di cui non dice affatto la natura e che, come dirò, sono stadiali (Bühl) appartengono ambedue al medesimo delta formatosi durante e dopo il ritiro dei ghiacciai vurmiani, ossia nell'oscillazione di Achen. Non tengo conto ora del deposito deltizio interglaciale riss-vurmiano di cui già ho fatto parola.

Devo invece rilevare che le osservazioni del Penck relative al deposito glaciale del dosso di Coccau non sono esatte. Egli infatti a pag. 1070 [1] scrive che gli strati deltizi si trovano solo sul lato sud del dosso, mentre su quello opposto stanno solo morene. Basta invece salire dalla rotabile a nord di Coccau, direttamente verso la chiesetta, per osservare nelle incisioni della scarpata, gli strati deltizi sciolti inclinati di 25° verso est che ricoprono la morena vurmiana. Credo infine di dover aggiungere che l'immaginare sgombra di ghiacci la conca di Tarvisio verso la quale convergono tra l'altro due valli importanti, fornite di numerosi ed ampi circhi esposti a nord e chiuse da cime tra le più elevate delle Giulie, mentre il ghiacciaio vallivo della Zeglia avrebbe raggiunto uno sviluppo tale da arrivare sino al Worther See e di risalire anche la valle della Gailizza, non è nemmeno troppo verosimile.

Negli immediati dintorni di Greutto viene a giorno un banco di argille calcarifere brunastre in straterelli orizzontali, utilizzate anche da una fabbrica di laterizi. Sono argille lacustri, potenti 10-15 m., prive di resti organici macroscopici e microscopici, le quali hanno tutti i caratteri del limo glaciale che impasta le morene dei dintorni. Superiormente giace una morena formata da ciottoli prevalentemente calcarei e dolomitici triassici, conglomerati dell'Anisico, arenarie tufacee, tufi e porfidi del Ladinico. Notai anche, per quanto rari, ciottoli di calcari del Dachstein e un graduale aumento di dimensioni dei ciottoli dal basso verso l'alto. La sovrapposizione della morena sulle argille si osserva nell'alveo di un torrentello che scende a oriente di Greutto. Si tratta di una morena locale attribuibile, come sarà detto più avanti, allo stadio di Bühl.

Una particolarità molto interessante, sulla quale ritornerò, è data dalla presenza nelle argille di lenti di materiale morenico del tutto uguale a quello soprastante. Si notano pure qua e là delle concrezioni travertinose.

---

(1) Op. cit.... (*61*).

Scendendo lungo la strada che da Greutto porta alla rotabile, poco più in basso della cava di argille, si incontrano delle morene vurmiane con materiali della Catena Carnica, le quali parrebbero sottoposte al limo (1). Le argille perciò sarebbero intercalate fra una morena vurmiana e una morena stadiale di Bühl e quindi apparterrebbero all'oscillazione di Achen (2).

Anche nei dintorni di Greutto ho potuto vedere abbastanza distintamente le morene vurmiane, con ciottoli della Catena Carnica, ricoperte da morene stadiali formate cioè esclusivamente da materiali d'origine locale. Pure all'oscillazione di Achen attribuisco quei depositi deltizi che ricoprono direttamente le morene vurmiane presso la Stazione Centrale di Tarvisio. Una bella sezione naturale, che mostra il contatto tra questi due depositi, si osserva lungo la rotabile che dalla Stazione Centrale porta a Coccau (fig. 18). Gli strati deltizi in quella zona s'immergono verso mezzogiorno.

Un'altra sezione che lascia distinguere la serie al completo, si trova sul lato settentrionale del dosso di Coccau. Alla base giacciono delle ghiaie sciolte, con qualche leggera traccia di stratificazione, composte da ciottoli non molto grossi, (come un uovo di gallina e meno) in grande prevalenza calcarei, poi arenacei, sistosi ecc. di roccie prevalentemente mesozoiche. Segue superiormente e con passaggio graduale una tipica morena con molti elementi carnici e numerosissimi blocchi di porfido rosso e di tufi verdi del Ladinico. Viene infine (sopra la rotabile, a circa 750 m. sul mare) un potente deposito ghiaioso fluvio-glaciale a strati inclinati verso oriente, di composizione analoga alla morena.

Le ghiaie inferiori sono anch'esse, secondo me, del Glaciale e rappresentano depositi delle acque sub-glaciali. Il fatto poi che l'alluvione superiore sia fatta completamente a spese della morena vurmiana, mi induce a ritenerla acheniana, poichè, se fosse posteriore, sarebbe presumibilmente costituita solo o quasi da ciottoli di rocce delle Alpi Giulie. Della medesima

(1) Nella conca di Tarvisio non ci si può tuttavia fidare a determinare delle serie in base alla posizione altimetrica dei vari depositi, come appare abbiano fatto in parte Penck e Brückner, per le notevolissime ineguaglianze del fondo roccioso.

(2) Devo pur avvertire che piccole lenti di limo si notano intercalate anche nelle morene vurmiane e rappresentano depositi delle acque sub-glaciali.

alluvione esistono resti frequenti ed abbondanti in molti altri punti della conca, ma solo raramente sono messi a nudo. Il bellissimo terrazzo che si stende o mezzogiorno dell'abitato di Tarvisio è pure formato da alluvioni a strati sub-orizzontali, ma, per quanto ho potuto vedere, di origine locale. Esse però ricoprono il conglomerato deltizio interglaciale e non è quindi improbabile che appartengono, almeno in parte, all'oscillazione di Achen. Ho detto almeno in parte perchè la parte superiore con tutta probabilità rientra già nello stadio di Bühl. Le lenti poi di materiale morenico intercalate nelle argille di Greutto, sono da interpretare come depositi dovuti ad un ghiacciaio che immergeva la sua fronte nelle acque di un lago. Ghiacciaio, secondo quanto verrà detto più avanti, proveniente dalle Alpi Giulie, dato che i materiali sono tutti di origine locale, e appartenente allo stadio di Bühl.

## Il lago postglaciale di Tarvisio.

La presenza di argille lacustri e di strati deltizi sovrapposti alle morene vurmiane, prova l'esistenza di un lago postglaciale nella conca di Tarvisio, come già ebbe ad affermare il PENCK (*61*), lago che con tutta probabilità dovette formarsi immediatamente dopo la scomparsa dei ghiacciai vurmiani. Che poi il lago siasi mantenuto anche durante lo stadio di Bühl, lo si desume dalla presenza delle lenti di materiale morenico nelle argille stesse (fig. 32).

L'altezza dei depositi lacustri e dei terrazzi possono darci indicazioni sul livello dello specchio d'acqua e sulla sua estensione. Secondo le mie misure (aneroide), le argille di Greutto raggiungono la massima elevazione a 782 m. sul mare [1], altezza minima dello specchio d'acqua. Ad un'altezza superiore esiste un livello di terrazzi nei dintorni (810 m.) e sulla destra della Slizza, presso lo sbocco (806-811 m.).

Si può quindi pensare che lo specchio d'acqua dovesse trovarsi a circa 810 m. d'altezza sul livello del mare.

Se ora si cerca di ricostruire il contorno del lago, che avrebbe avuto un'estensione di circa 17.2 kmq., occorre immaginare che

(1) Delle argille assai più elevate si trovano, come ho avvertito, sopra i terrazzi a nord di Tarvisio ove raggiungono 837 m. s. m. (aneroide), ma sembra siano intercalate sotto forma di lenti nelle morene vurmiane.

la soglia di Coccau fosse sensibilmente più elevata di quello che non sia attualmente (770 m.), mentre potrebbe essere sufficiente a trattenere le acque, l'altezza del passo di Camporosso (810 m.) verso occidente, su cui tuttavia occorrerà qualche schiarimento, e quella del passo di Raccia (850 m.) verso oriente. Esaminando attentamente il dosso di Coccau, si nota che dalla parte di mezzogiorno esso è costituito da materiali morenici che si spingono verso l'alto sul fianco della montagna, sino a circa 850 m. e anche più. Un abbondante deposito morenico vurmiano riveste anche, sul lato opposto della valle, il fianco del M. Leiler, sino alla medesima altezza. Depositi deltizi si trovano tanto a nord, ossia verso la Gailizza, quanto a sud verso Tarvisio, di questa morena. Pare quindi che attraverso la stretta di Coccau esistesse in origine un cordone morenico sufficientemente elevato per sostenere le acque del lago.

Secondo il Penck (1) lo sbarramento morenico di Coccau sarebbe stato prodotto sullo scorcio del Vurmiano, da un ramo del ghiacciaio della Zeglia che ostruiva la valle della Gailizza fino all'altezza di Coccau, quando la fronte del ghiacciaio suddetto giaceva ancora ai laghi di Ossiach e di Wörth. Si sarebbe dovuto trattare quindi di una morena frontale (insinuata), mentre l'arrotondamento dei materiali e l'abbondanza del limo fanno piuttosto pensare ad una morena di fondo. Ma poi il Penck, per convalidare la sua ipotesi, aggiunge che il materiale costituente la morena proviene dal nord, dato che mancano, secondo l'autore, rocce delle Alpi Giulie.

In realtà nella morena di Coccau, quanto negli strati deltizi, abbondano ad esempio i porfidi e i tufi vulcanici che in buona parte sono proprio di tipo ladinico e non v'è ragione di non pensare che non provengano dalla vicina zona di Riofreddo. Ma oltre a questi vi sono pure altre rocce triasiche che affiorano nella medesima valle (scisti del Werfen, conglomerati dell'Anisico ecc.). Quanto alla mancanza di calcari del Dachstein, ho già avvertito che il distinguerli sotto forma di ciottoli, non è cosa facile. Ma poi occorre avvertire che questi calcari occupano del bacino della Gailizza delle zone assai

(1) Op. cit. (*61*), pag. 1070.

limitate e che, dato il movimento generale dei ghiacci durante il Vurmiano (fig. 17), è da supporre che tali rocce venissero trasportate piuttosto verso mezzogiorno, attraverso il passo del Predìl o il Canal del Ferro, che verso la conca di Tarvisio. Io ritengo invece la morena di Coccau, nella quale esistono pure rocce della Catena Carnica, come le anageniti e gli scisti carboniferi ecc., d'età vurmiana, analogamente a tutte le altre simili della conca di Tarvisio. Essa si sarebbe deposta in questo luogo, come in tutta l'alta valle della Gailizza, per effetto del movimento stesso dei ghiacciai vurmiani, sia pure, ed anzi specialmente durante il periodo di ritiro. I ghiacciai infatti nella regione fra Tarvisio e Arnoldstein formavano due correnti parallele con direzione di movimento O-E, fra le quali rimaneva interposta la valle della Gailizza, diretta quasi perpendicolarmente. La sua valletta veniva quindi a trovarsi in una specie di angolo morto rispetto al movimento dei ghiacciai e quindi in essa dovevano deporsi in grande quantità i materiali morenici. E non solo, ma anche l'azione erosiva dei ghiacciai doveva farsi sentire assai di meno, per le medesime ragioni, in corrispondenza di essa.

Quanto poi all'origine dei depositi deltizi, osservo che non dovunque presentano strati inclinati verso mezzogiorno. Presso Coccau hanno — come ho già detto — un andamento variabile che indica però un delta prodotto dal Wagen B., in parte a spese delle abbondantissime morene vurmiane che interravano la sua valle e che ne rivestono ancora in parte i fianchi. Il corso d'acqua si scaricava per un certo tempo verso mezzogiorno, deponendo i materiali che ora si vedono appoggiati sulle morene presso la stazione ferroviaria di Tarvisio, ma poi anche verso NE, dato che in quella direzione esistono depositi deltizi leggermente inclinati verso E. Gli altri depositi postglaciali dello stesso genere si dispongono allo stesso modo intorno allo sbocco delle valli che scendono nella conca di Tarvisio.

Verso oriente e verso occidente il lago doveva essere sostenuto in buona parte dai materiali morenici che si deponevano intorno alle fronti dei ghiacciai stadiali della valle delle Lavine e della Val Bruna durante la fase di massima espansione. Ciò sembra del tutto verosimile, poichè nel caso della Val Canale non poteva esistere ancora uno spartiacque a Camporosso, dato che attualmente esso sta a 810 m. s. m. e corre

su depositi alluvionali recentissimi, certamente posteriori allo stadio di Bühl. Poco più ad occidente invece, la Val Canale si restringe e le pendici dei monti appaiono abbondantemente rivestite di materiali morenici che si può pensare rappresentino i resti dei cumuli che sbarravano la valle da parte a parte, chiudendo la via alle acque del lago.

Lo stesso sistema di terrazzi segnalato nella conca di Tarvisio sèguita per breve tratto anche in valle della Slizza. Un ramo del lago doveva dunque penetrare in questa valle e, tenendo conto dell'altezza della superficie (810 m.), raggiungere quasi Riofreddo.

Per quanto tempo si mantenne questo lago?

Certamente a lungo — crederei almeno per tutto lo stadio di Bühl — se fu completamente o quasi interrato, come indicano i numerosi resti di depositi deltizi recenti sparsi un po' dappertutto, e dato che in nessun punto detti depositi ricoprono le morene stadiali. Alla fine dello stadio di Bühl, il lago era forse scomparso o smembrato in vari stagni più o meno indipendenti. L'emissario settentrionale, respinto dal delta del Wagen B. verso oriente [1], continuando ad affondare il suo alveo nelle morene, dovette raggiungere ad un certo punto la roccia in posto. La resistenza di questa ad un ulteriore affondamento del corso d'acqua, dovè causare una fase di terrazzamento dei depositi deltizi precedenti.

Di un sistema di terrazzi incastrato nel precedente, v'è traccia in vari punti della conca di Tarvisio. Si trovano resti presso Coccau a 772 m., a 773 m. presso l'abitato di Tarvisio e a 776 m. intorno a Greutto. Ma poi anche più basso, a 761 m. presso lo sbocco della Slizza e a 750 m. presso Coccau è terrazzata la roccia in posto. Questi due livelli di terrazzi ad altezze poco diverse stanno forse in relazione col raggiungimento della roccia in posto da parte dell'emissario occidentale e di quello settentrionale. Verso oriente non è certo esistesse un emissario, dato che il passo di Raccia giace a 850 m. sul mare, quantunque non sembri, per ragioni analoghe a quelle supposte per Camporosso, del tutto improbabile.

Un aumento di capacità erosiva dei corsi d'acqua, che si potrebbe mettere forse in relazione con lo stadio di Gschnitz,

---

(1) A questo fenomeno attribuisco l'ansa della Gailizza presso Coccau e quindi la formazione del dosso di Coccau.

avrebbe dato origine infine alle scarpate che incidono il livello di terrazzi sopraricordato sino all'altezza di 730-740 m., ove troviamo pure un sistema di terrazzi.

Anche altri lembi terrazzati si notano fra i sistemi descritti, ma sono da considerarsi come effetto di condizioni locali.

### Il ghiacciaio dello stadio di Bühl nella conca del Predil.

La presenza di un lago di dimensioni non trascurabili (0,59 kmq. di superficie), presso Cave di Predil (Raibl), ha richiamato da tempo l'attenzione degli studiosi sull'origine e sulle cause che possono avere determinato il ristagnare dell'acqua.

Già fin dal 1850 il Morlot *(57)* attribuì con qualche dubbio il cumolo di materiali sciolti che chiude verso nord la conca lacustre, ad una morena, e più tardi il Brückner *(2)* la ritenne una morena frontale depostasi durante lo stadio di Bühl. Anche il Marinelli *(53)* pare della stessa opinione, per quanto avverta che una parte della soglia che sostiene le acque è costituita da roccia in posto.

Le osservazioni da me eseguite nei dintorni di Cave del Predil, mi portano a confermare le vedute del Morlot, del Brückner e del Marinelli. Le acque del lago sono sostenute completamente o quasi da roccia in posto: ai due lati però dell'emissario sono conservati i resti della morena che tratteneva originariamente le acque ad un livello superiore. La morena è visibile in un punto presso la strada che va da Cave del Predil a Nevea, 50 m. circa sopra il lago, ed è costituita da un impasto caotico di ciottoli arrotondati, misti con numerosi blocchi angolosi che diventano esclusivi superiormente. La roccia che compone i ciottoli morenici, è il calcare magnesiaco della Dolomia Principale, del quale sono costituiti pure i grossi blocchi sparsi sopra il rilievo morenico. Fra i materiali angolosi superiori, si osservano anche dei frammenti di calcare nero del Raibliano. Prima di raggiungere il paese di Cave del Predil notai anche ciottoli di calcari del Dachstein, i quali non dovrebbero mancare nel vallo morenico che chiude la conca lacustre e che io non ho trovato forse per la ristrettezza dell'affioramento esaminato.

Da quanto è stato detto sulla natura e sulla forma dei materiali che costituiscono il vallo, è logico intanto desumere

che alla sua formazione abbiano non poco contribuito le frane che scesero dalle pareti rocciose soprastanti, mescolandosi con le morene. Anzi, pare che almeno sui lati, nella formazione del vallo abbiano più contribuito per le prime che le seconde.

Quanto all'età della morena sono pure d'accordo col Brückner (2) nel ritenerla appartenente allo stadio di Bühl, tanto più che secondo la ricostruzione cartografica, ho ottenuto come altezza media della superficie del ghiacciaio circa 1600 m. I 50 m. di differenza rispetto al ghiacciaio della Raccolana, con cui quello della Slizza aveva in comune una parte delle regioni di raccolta e comunicava attraverso la sella di Nevea, possono dipendere benissimo dalle diverse condizioni orografiche. Osservo per esempio che mentre il primo riceveva il maggiore alimento dai vasti altipiani del Canin esposti a settentrione, al ghiacciaio della Slizza solo in piccola parte arrivavano i ghiacci di questi altipiani e in genere dal gruppo del Canin; poichè già la zona a oriente della cima del Confine (2276 m.) era tributaria della Val Mogenza, che pure aveva, durante lo stadio di Bühl, un suo proprio ghiacciaio vallivo (2).

Con la presenza e l'azione erosiva del ghiacciaio della Slizza, viene spiegata l'escavazione su roccia in posto della conca lacustre e meglio chiarita la presenza della caratteristica soglia del Predil. Attraverso la quale perveniva un lieve contributo di ghiaccio al ghiacciaio della Slizza dalla valletta del R. Mangart.

Non ho potuto trovare indizi sicuri dello sviluppo - che pure è assai probabile - di un ghiacciaio stadiale nella valle del R. Freddo. Presso le fonderie di piombo del paese omonimo e sullo sperone di confluenza, si osservano dei potenti depositi morenici costituiti esclusivamente da ciottoli magnesiaci della Dolomia Principale e del Ladinico, spesso striati. Non sono affatto rappresentate le rocce che affiorano nella valle della Slizza sotto Riofreddo, mentre si trovano dei blocchi di calcare marnoso raibliano che affiora presso Cave del Predil, ma che compone anche buona parte dell'alta valle del R. Freddo. Non notai calcari del Dachstein di cui tuttavia sono costituite solo poche cime orientali del contorno del circo.

Per quanto i caratteri delle morene che rivestono lo sbocco della valle del R. Freddo sembrino indicare una morena di fondo piuttosto che una morena frontale, non mi sembra improbabile che sino a questo punto arrivasse il ghiacciaio di Riofreddo durante lo stadio di Bühl. In mancanza però di prove più sicure lascio indecisa la questione.

### I ghiacciai della valle del Rio del Lago durante lo stadio di Gschnitz.

Alla base dei valloni che scendono verso la valle del R. del Lago, si osservano spesso degli accumuli di materiali disposti caoticamente e più o meno arrotondati. Mi pare del tutto verosimile che questi depositi rappresentino gli scarichi morenici dei ghiacciai dello stadio di Gschnitz, che molto probabilmente avevano le fronti sospese sui fianchi scoscesi della montagna. Date le condizioni con cui è avvenuto il deposito non è possibile alcuna ricostruzione, nè una eventuale determinazione cronologica col metodo fin qui usato. In ogni modo, s'è giusta l'interpretazione degli accumuli sopra ricordati, viene naturale di attribuire i ghiacciai che li hanno prodotti allo stadio di Gschnitz, dato che quelli dello stadio precedente arrivavano notevolmente più in basso.

### Il ghiacciaio della Val Romana durante lo stadio di Bühl.

Presso lo sbocco della Val Romana nella conca di Tarvisio, esistono dei grandiosi cumuli morenici costituiti di materiali provenienti dalla valle retrostante, che rivestono le terrazze, formando quella serie di molli ondulazioni che circonda Greutto. Per quanto poco distinto, nell'apparente disordine che domina nella distribuzione dei dossi morenici, si può riconoscere un certo orientamento prevalente e talora anche un'incurvatura, dei cordoni più interni. Caratteri questi che, insieme con la natura dei materiali morenici, permettono di riconoscere i resti delle morene frontali deposte da un ghiacciaio alimentato dai circhi della Val Romana.

Altre morene però s'incontrano anche più a monte e sono terrazzate a una decina di metri d'altezza dal fondovalle. L'abbondanza dei ciottoli striati che osservai in una di esse (presso la « Sorg. » della Tav. Weissenfels) mi fa pensare che si tratti di morene di fondo. Un piccolo cumolo, parzialmente nascosto di detriti, ricopre anche lo sprone di confluenza fra i due torrenti che danno origine al R. Bianco.

Riferendomi ad un cordone morenico che s'inarca davanti allo sbocco della valle, ho cercato di ricostruire cartograficamente il ghiacciaio ed ho ottenuto come altezza media della superficie circa 1600 m. Questa cifra corrisponde abbastanza

bene con quella che doveva rappresentare nella regione l'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl e a tale stadio non ho quindi esitato ad attribuire la morena in parola.

Occorre però avvertire che anche esternamente a questo arco esistono dei materiali morenici della stessa natura, i quali, per la loro posizione, possono essere interpretati o come depositi formatisi durante il ritiro del ghiacciaio vurmiano della Val Romana, o durante un'oscillazione della fronte del ghiacciaio stadiale. Io credo però che la prima di queste due spiegazioni non s'adatti al caso particolare.

Richiamandomi infatti a quanto è stato detto a proposito dei terrazzi lacustri, sappiamo che durante l'oscillazione di Achen la conca di Tarvisio era occupata da un lago. Sappiamo ancora che il lago ha avuto una vita abbastanza lunga e che esistette durante tutto o gran parte dello stadio di Bühl. E poichè il lago si stendeva anche presso lo sbocco della Val Romana, mi sembra abbastanza naturale che il ghiacciaio tuffasse per un certo tempo la sua lingua terminale nelle acque e che i materiali morenici si sperdesero a poco a poco sul fondo, mentre blocchi di ghiaccio a guisa di *iceberg* potevano anche staccarsi dalla fronte per andare a scaricare più lontano i materiali morenici inclusi nella loro massa. A questi ultimi credo sieno da attribuire le piccole lenti di materiale morenico che stanno intercalate nel limo lacustre.

La suesposta spiegazione mi pare renda conto abbastanza bene anche del disordine dei cumuli morenici esterni, i quali si venivano sì formando presso la fronte, ma non in condizioni normali. Venute ad emergere le morene della fase di massimo sviluppo del ghiacciaio, si potè deporre il cordone più interno, che, per essersi appunto formato in condizioni normali, conserva meglio degli altri la forma caratteristica.

Il BRÜCKNER (2) suppose l'esistenza di un ghiacciaio, durante lo stadio di Bühl, nella Val Romana, pur senza avere delle prove sicure. L'altezza attribuita dall'autore alla fronte (950 m.) è però sensibilmente superiore a quella che si può ricavare dall'altezza delle morene, cioè 7-800 m. circa.

### Le morene stadiali di Fusine e della valle delle Lavine.

La valle delle Lavine (Lahn T.) è sbarrata presso lo sbocco da un rilievo che s'innalza per un centinaio di metri sopra il

fondovalle trattenendo le acque del lago inferiore di Fusine. Il rilievo presenta la massima elevazione in corrispondenza del filone della valle; ai lati si va deprimendo in due vallette. Lungo quella orientale scende l'emissario del lago: quella occidentale, più che una vera valletta è una lunga insellatura che immette verso monte in un piano acquitrinoso separato dai laghi per mezzo di un cordone longitudinale, cosparso superiormente di colossali blocchi di calcare. Un altro rilievo trasversale, elevato una trentina di metri sul fondovalle, separa i due laghi di Fusine.

Di questi due rilievi s'era già occupato il Melling (*56*) fin dal 1848, attribuendoli giustamente a morene frontali di un ghiacciaio che scendeva dalla valle delle Lavine. Questa ipotesi fu pure accolta dal Morlot (*57*) e più tardi dal Brückner (*2*) e dal Marinelli (*53*) mentre il Diener (*19*) li interpretò come accumoli di frana, avvertendo che non solo in essi mancano ciottoli striati, ma anche frammenti di rocce raibliane che pure affiorano nell'alta valle delle Lavine.

Le mie ricerche sulla regione di Fusine mi portano a confermare l'interpretazione del Melling, poichè ho potuto raccogliere delle prove indubitabili della natura morenica e della provenienza locale dei materiali che compongono i rilievi in questione.

Il vallo che sostiene il lago inferiore di Fusine è costituito, almeno superficialmente, da materiali morenici in parte angolosi, in parte (minore) arrotondati, fra cui non mancano — come ebbe già ad osservare il Brückner (*2*) — dei ciottoli striati. Le rocce che compongono i ciottoli sono prevalentemente calcari magnesiaci grigi dell'Infraraibliano, calcari bianchi del Dachstein, calcari grigio-chiari con selce del Giura. Esistono pure, per quanto scarsi, ciottoli di porfidi verdi, che non possono provenire dall'affioramento che si trova subito ad oriente, dato che li osservai ad occidente del dosso, ma invece dall'alta valle, ove affiorano sulle pendici settentrionali del Picco di Mezzodì (Mittagskogel, 2062 m.) e dei blocchi di conglomerato interglaciale.

Lungo il solco scavato dell'emissario, a mezzogiorno di Fusine, in un punto della sponda destra, affiorano delle arenarie micacee rosse del Trias inferiore, ma altrove non si vedono che materiali morenici. Con tutto ciò io credo che il nucleo del grande rilievo che sostiene il lago inferiore, sia costituito da roccia diversa dalla morena e probabilmente da quei conglo-

merati interglaciali che abbiamo trovato presso lo sbocco di tutte le valli che scendono più ad occidente. In alcuni luoghi ho realmente visto affiorare del conglomerato, ma non m'è stato possibile stabilire con assoluta certezza se si trattava di spuntoni emergenti dalla morena o di grossi erratici. Conglomerati in posto trovai infatti anche nell'alta valle delle Lavine.

Il cordone interlacustre ha una composizione simile al precedente e pare formato totalmente da materiale morenico: è caratterizzato però dalla presenza di massi erratici veramente colossali (1) costituiti per lo più da calcari magnesiaci dell'Infraraibliano e della Dolomia Principale.

Anche esternamente a questi cordoni, ossia nella valle principale fra Fusine e Raccia (Radschach) si osservano delle cupole formate da materiali morenici provenienti dalla valle delle Lavine. In alcune di queste si osservano delle vere zolle di strati di calcare bianco-grigio selcifero del Giura che non possono provenire se non dal Travnic (Gruppo del Mangart), unica zona ove affiora il Giurese a nord dello spartiacque. Altri grandiosi rivestimenti morenici fasciano tutte le pendici dei monti intorno a Fusine, ma in parte essi appartengono, come s'è visto, al Vurmiano.

### Il ghiaccio di Fusine durante lo stadio di Bühl.

Le morene frontali di Fusine sono state riferite dal Brückner (*2*), per analogia con quelle di altre valli, allo stadio di Bühl. Dai calcoli planimetrici eseguiti sulle carte in cui avevo cercato di ricostruire il ghiacciaio, imaginando che avesse la sua fronte in corrispondenza del vallo inferiore, ho ottenuto un'altezza media della superficie di 1500 m. circa, ossia 950 m. in meno dell'attuale limite climatico delle nevi (2). V'è dunque una differenza di 50 m. rispetto al limite delle nevi stimato in Val Romana e riferito allo stadio di Bühl, differenza che può essere perfettamente giustificata dalle più favorevoli condizioni orografiche. Il ghiacciaio della valle delle Lavine possedeva

---

(1) Secondo il Marinelli (*53*), il volume del blocco più grosso che si specchia nel lago inferiore di Fusine (il « Masso Pirona ») e ch'è segnato anche sulle carte topografiche, s'aggira fra 30 e 50 mila mc.

(2) Secondo il Brückner (*2*), l'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl, sarebbe stata di 1600 m. Tale altezza pare però desunta dal ghiacciaio della Val Bruna.

infatti un bacino di raccolta delle nevi assai più ampio dell'altro e circondato da creste e cime sensibilmente più elevate.

Ma anche esternamente al vallo morenico principale esistono, come abbiamo visto, dei cumoli morenici sparsi qua e là sul fondovalle che per la loro natura, ossia per la mancanza assoluta di erratici di lontana provenienza che caratterizzano le morene vurmiane della regione, sembra sieno da attribuire ad uno stadio. Il problema è perfettamente analogo a quello che si è presentato per il ghiacciaio della Val Romana e credo che anche ad esso sia da dare un' analoga spiegazione.

Lo specchio d' acqua che si stendeva nella conca di Tarvisio doveva raggiungere anche la regione di sbocco della valle delle Lavine ed a ciò non s' oppongono le condizioni orografiche, poichè attualmente il fondovalle giace a 782 m. ed è formato in parte da materiali morenici stadiali, in parte da alluvioni.

La lingua del ghiacciaio, prima di deporre il vallo principale, immergeva la sua fronte, allora più espansa, nelle acque del lago scaricando qua e là dei materiali morenici. Tale origine credo abbiano quei cumoli disposti irregolarmente sul suolo della valle che emergono dai depositi fluvio-lacustri recenti.

Ma poi anche fra i due laghi esiste un cordone morenico che indica una sosta non del tutto trascurabile del ghiacciaio. In esso tuttavia non si può riconoscere un innalzamento troppo sensibile del limite climatico delle nevi e quindi rimane ancora incluso nello stadio di Bühl.

Il Brückner (2) dà una diversa spiegazione dei cumoli morenici che si trovano fra Fusine e la stazione ferroviaria. Egli li interpreta invece come veri e propri archi morenici frontali imaginando che il ghiacciaio della valle delle Lavine ripiegasse verso oriente all' uscita della valle e spingesse la sua fronte fin nelle vicinanze del passo di Raccia.

Non ho elementi per escludere del tutto questa ipotesi. Mi sembra però che non sia necessaria, e che quella da me proposta stia meglio in armonia con quanto è stato detto precedentemente a proposito del lago postglaciale di Tarvisio. Devo anche aggiungere che io non ho avuto l' impressione che le cupole moreniche della stazione di Fusine sieno disposte ad anfiteatro, ma anzi mi sono sembrate sparse senz' ordine, ossia senza formare degli allineamenti, sul fondovalle.

Nella valle delle Lavine non ho trovato tracce sicure di depositi morenici frontali riferibili agli altri stadi. Presso l' Alpe del Lago (See Alpe) si osservano tuttavia i resti di un laghetto interrato che

si potrebbe essere formato o per sbarramento morenico, o per escavazione glaciale durante lo stadio di Gschnitz. Un altro indizio di morene stadiali si può forse riconoscere nei piccoli cumoli morenici che ricoprono la soglia del circo inciso sul fianco del Venza (2351 m.). Anch'essa sarebbe eventualmente da attribuire allo stadio di Gschnitz. Mancano assolutamente tracce dell' ultimo stadio.

### Il ghiaccio stadiale del Piccolo Ponza.

Nell'alta valletta del R. Prode, che sbocca presso la stazione ferroviaria di Fusine, a 1390 m. d'altezza, si osserva un piccolo vallo morenico costituito esclusivamente da materiali calcareo-magnesiaci provenienti da un circo soprastante, inciso sotto la vetta del Piccolo Ponza (1901 m.).

I ciottoli che compongono il vallo sono in parte angolosi, in parte arrotondati, e fra quest'ultimi parecchi presentano le tipiche striature gliaciali. Piccole chiazze di materiali morenici locali, con ciottoli striati, esistono anche poco più in alto.

Il ghiacciaio che ha deposto la morena frontale è abbastanza agevolmente ricostruibile: l'altezza media della sua superficie risulta di circa 1550 m. Questa cifra concorda perfettamente con l'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl, già determinata per altri ghiacciai, per cui non credo che possano sorgere dubbi sull'attribuzione della morena in parola.

### I ghiacciai dello stadio di Bühl nell'alto bacino della Sava di Wurzen.

Non ho avuto l'occasione di visitare le valli della Planica e della Pisenca che pure presentano anche da lontano la tipica configurazione glaciale e che per le loro condizioni orografiche dovevano certamente possedere dei ghiacciai stadiali. Il Brückner [1] ha segnalato l'esistenza di morene locali presso lo sbocco di ambedue le valli e, analogamente alle altre, le ha attribuite allo stadio di Bühl. Nulla v'è da obbiettare all'interpretazion del Brückner, che sembra la più naturale ed anzi, direi, l'unica possibile. Solo, forse, ricostruendo i ghiacciai e calcolando col sistema più volte menzionato, l'altezza del limite climatico delle nevi corrispondente, si otterrebbero delle cifre leggermente inferiori a 1600 m. La morena frontale segnalata al Brückner dal Krebs a 1160 m. in Val Pisenca, secondo ogni probabilità appartiene allo stadio di Gschnitz.

---

(1) *Die Alpen im Eiszeitalter....* (61) pag. 1059.

## Il bacino della Fella durante lo stadio di Bühl.

I ghiacciai stadiali di Bühl, ricostruiti nelle pagine precedenti in base agli archi morenici frontali, non sono certamente tutti quelli che esistevano durante tale stadio nel bacino della Fella. Molte altre valli e molti altri circhi dovevano avere il loro ghiacciaio, del quale non si trovano attualmente più tracce sicure sia perchè le morene frontali non si sono potute formare per le particolari condizioni orografiche della montagna, sia perchè furono più tardi distrutte dagli agenti della degradazione o ricoperte dai detriti di falda.

È possibile infatti ammettere che mentre il ghiacciaio della Raccolana riempiva quasi tutta la valle sino allo sbocco, nessuna lingua di ghiaccio scendesse dai profondi valloni che solcano, ad esempio, il gruppo del Zuc del Boor?

Certamente ghiacciai locali occuparono durante lo stadio di Bühl la valle del R. Ponte di Muro e probabilmente a questi è dovuto il grande accumulo di materiali detritici che interra il fondovalle presso Stav. Gabei. Così pure quella di Studena, ove esistono dei cumoli morenici deposti forse da un ghiacciaio stadiale provenienti dalle Crete di Gleriis.

In complesso il bacino della Fella durante lo stadio di Bühl doveva avere un aspetto molto simile alla regione attuale intorno a Courmayeur. I ghiacciai occupavano più o meno parzialmente le valli laterali, incise nei gruppi montuosi più elevati, sbarrando qua e là i corsi d'acqua che ristagnavano a formare dei laghetti. Altri ghiacciai in condizioni orografiche e climatiche meno favorevoli s'affacciavano appena sulle soglie dei circhi o, superandole, scendevano lungo i fianchi scoscesi della montagna, scaricando verso il basso i detriti contenuti nelle loro lingue pensili. La valle principale rimaneva però sgombra di ghiacci che non riuscivano più ad unirsi in una grande colata. In essa i corsi d'acqua glaciali dovevano riversare grandi quantità di materiale che si venivano specialmente accumolando nelle regioni di confluenza, depositi di cui ora rimane solo qualche traccia in alcuni piccoli lembi di terrazzi alluvionali molto elevati.

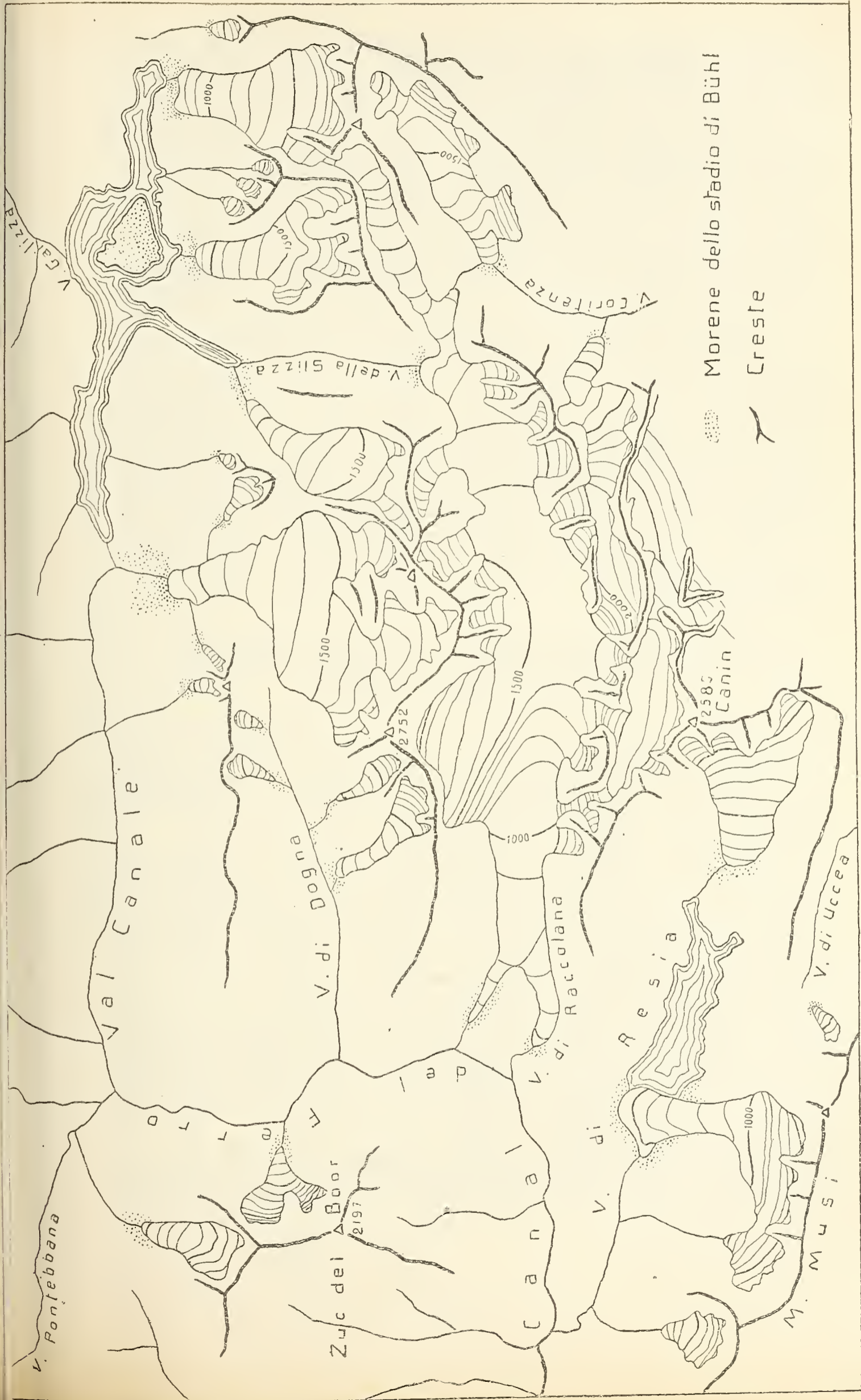



Fig. 32. — Cartina dei ghiacciai e dei laghi dello stadio di Bühl nel bacino della Fella.
Scala 1 : 200.000 — Equidistanza delle curve m. 100.

*Avvertenze per la cartina dei ghiacciai dello stadio di Bühl.* — Non tutti i ghiacciai che figurano sulla cartina (fig. 32) sono stati descritti; per altri é rimasta in dubbio l'attribuzione delle morene frontali fra lo stadio di Bühl e lo stadio di Gschnitz. Tenendo tuttavia presente l'altezza del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl, ho ricostruito alla meglio i ghiacciai anche nelle zone in cui mancano archi morenici frontali veri e propri, ma che per la configurazione orografica e per l'altitudine non potevano essere sgombre da ghiacci permanenti. Probabilmente dei ghiacciai di II ordine dovevano esistere anche in altri luoghi : non figurano tuttavia sulla cartina per la eccessiva incertezza della loro ricostruzione.

Devo ancora aggiungere che forse non tutti i ghiacciai si trovano nella stessa « fase ». Mentre infatti quelli della valle di Fusine hanno già ritirato le loro fronti allo sbocco delle valli laterali, quello del Barmàn sbarra ancora completamente la valle di Resia. Sapendo che anche i precedenti in un certo momento si sono espansi oltre gli archi morenici frontali, è giustificata l'ipotesi che ciò sia avvenuto contemporaneamente alla massima espansione del ghiacciaio del Barmàn. Ma per ridurre tutti i ghiacciai alla stessa fase sarebbe stato necessario procedere a ricostruzioni un po' troppo arbitrarie, non solo dei ghiacciai ma anche dei laghi.

## Il limite climatico delle nevi nel bacino della Fella durante lo stadio di Bühl.

Le determinazioni del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Bühl, eseguite per i vari ghiacciai, permettono di riconoscere con sufficiente approssimazione le condizioni climatiche della nostra regione durante quello stadio.

Per quanto condizioni orografiche particolari possano avere contribuito ad abbassare localmente il limite orografico delle nevi sino a portarlo persino al di sotto di quello vurmiano, pure, possiamo riconoscere una notevole concordanza fra i dati ottenuti sui vari ghiacciai.

In complesso viene pienamente confermata l'ipotesi di Penck e Brückner (*61*) sullo sviluppo di glaciazioni attenuate nel Postglaciale, di cui la massima ha avuto il limite climatico delle nevi ad un'altezza di circa 900 m. inferiore a quella del limite climatico attuale.

Qualche differenza si potrebbe tuttavia constatare nell'altezza di tale limite nelle varie parti della regione considerata.

## Ghiacciai dello stadio di Bühl.

| Nome del Ghiacciaio | Gruppo Montuoso | Esposizione | Cima più elevata del recinto montuoso | Altezza sul mare della fronte m. | Superficie ettari | Altezza media della superficie m. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ghiacciaio del Barmàn | Catena dei Musi | N | Cima q. 1875 m. | 400 | 1060 | 1100 |
| " del Zajaur | " " " | NE | M. Zajaur, 1816 m. | 1060 | 38 | 1500 |
| " della Raccolana | Canin - Montasio | O | Jôf del Montasio, 2752 m. | 425 | 4096 | 1500 |
| " N-orient. del Jôf di Miezegnòt | Jôf di Miezegnòt | NE | Cima q. 1952 m. | 1170 | 32 | 1600 |
| " della Valbruna | Jôf Fuàrt | N | Jôf Fuàrt, 2666 m. | 810 | 1953 | 1550 |
| " sett. della Pir.de del Cacciatore | Piramide del Cacciatore | NE | Cima q. 1891 m. | 1570 | 25 | 1630 |
| " della Slizza | Jôf Fuàrt | E-NE | Jôf Fuàrt, 2666 m. | 960 | 2243 | 1600 |
| " della Val Romana | Mangart | N | Bucher Sp., 2122 m. | 860 | 869 | 1600 |
| " di Fusine | " | N | M. Mangart, 2678 m. | 900 | 978 | 1500 |
| " del Piccolo Ponza | Ponza | NNE | Piccolo Ponza, 1901 m. | 1390 | 26 | 1550 |

Dall'esame delle cifre riportate nella tabella a pag. 443 si nota un generale abbassamento del limite delle nevi verso la regione prealpina (1). Il quale può trovare benissimo la sua spiegazione nell'attuale distribuzione delle precipitazioni, ch'è da supporre sia stata del tutto simile anche in passato (cfr. pag. 297). La piovosità nella nostra regione va infatti aumentando rapidamente da nord a sud, specie a mezzogiorno della valle di Raccolana ed i massimi si trovano appunto in corrispondenza delle catene prealpine più interne. Se il limite climatico delle nevi si abbassasse anche di meno che 900 m., tutte le creste più elevate di dette catene ne rimarrebbero al di sopra e quindi le precipitazioni, pur rimanendo altrettanto abbondanti, diverrebbero prevalentemente solide.

Quanto poi alle oscillazioni delle fronti dei ghiacciai stadiali, riconosciute in vari casi, non credo sieno da mettere in rapporto con notevoli oscillazioni dell'altezza del limite climatico delle nevi, ma solo con periodi meteorologici di relativamente breve durata.

Un'altra conferma alle ipotesi di Penck e Brückner (*61*) si ricava da quanto è stato detto nelle pagine precedenti. Fra il Vurmiano e lo stadio di Buhl, anche nel bacino della Fella si è avuta un'oscillazione del limite climatico delle nevi, per modo che i ghiacciai si sono ritirati sino ad una altezza superiore a quella raggiunta durante lo stadio di Bühl. La prova di questo fatto sta nella presenza di depositi fluvio-glaciali intercalati fra le morene vurmiane e quelle stadiali. Mancano elementi per determinare l'entità del ritiro dei ghiacciai durante l'oscillazione di Achen.

### Il bacino della Fella durante gli stadi di Gschnitz e Daun.

Assai scarse sono, come s'è visto, le tracce lasciate dai ghiacciai degli stadi di Gschnitz e di Daun in tutta la nostra regione. Due soli ghiacciai appartenenti al primo di questi stadi è stato possibile ricostruire con sicurezza, uno del secondo. Questo però non significa che durante quei due stadi fossero

---

(1) L'abbassamento indicato dai ghiacciai di Fusine e del Piccolo Ponza non può venire per ora preso in seria considerazione per il fatto che altri ghiacciai vicini non lo manifestano.

così poco sviluppati i ghiacciai: come ho già avvertito a proposito dei giacciai dello stadio di Gschnitz della valle del R. del Lago, le condizioni orografiche non permettevano in generale che si potessero conservare le morene frontali, poichè le lingue di ghiaccio che non raggiungevano più i fondivalle, come durante lo stadio di Bühl, dovevano in gran parte avere le loro fronti pensili. Da ciò la mancanza di depositi morenici.

Quanto al limite climatico delle nevi durante lo stadio di Gschnitz, rimane completamente confermata l'ipotesi di PENCK e BRÜCKNER (*61*), poichè sia il ghiacciaietto locale del Montasio, quanto quello del Cregnedûl, indicano un'altezza di detto limite di 600 m. inferiore a quella attuale.

Il ghiacciaio del Palone, attribuito allo stadio di Daun, corrisponderebbe invece ad un limite delle nevi di 400 m. inferiore a quello attuale, nè in esso si possono riconoscere cause orografiche che abbiano prodotto un abbassamento locale.

## Variazioni idrografiche postglaciali.

Già ho fatto cenno ad alcune variazioni idrografiche avvenute dopo il Vurmiano nella nostra regione. Così la cattura del R. Mangart per opera della Predilizza la deviazione dell'Aupa, della Resia, della Raccolana e di altri minori corsi d'acqua presso la confluenza. Qualche altra modificazione potrà essere ancora ricordata.

Un esempio di cattura abbastanza evidente si riconosce sull'estremo occidentale delle Caravanche, fra il Pungart il Cavallar e il Ciabin (fig. 33). Il R. della Chiusa (Klausen Bach) scende dal Copa (1494 m.) in direzione ovest sino alla quota 1132 m. del M. Leiler, poi piega verso nord girando intorno al Ciabin. Nel punto in cui il corso d'acqua incomincia a cambiare direzione, si osserva verso mezzogiorno un'ampia sella poco elevata, rivestita di morene, sulla quale ha origine il Scheid Bach che scende verso OSO e giace proprio sul prolungamento dell'alta valletta del R. dei Detriti. Secondo ogni probabilità, un tempo l'alto corso del R. dei Detriti doveva continuarsi col Scheid Bach, passando per la selletta sopra ricordata, mentre il basso corso del primo torrentello, del tutto indipendente, doveva avere le sue origini sul fianco settentrionale del M. Leiler. La decapitazione del Scheid Bach per opera del

R. dei Detriti dovette avvenire nel Postglaciale per effetto dell'abbassamento dei locali livelli di base dell'erosione e dei rivestimenti morenici vurmiani. Per il secondo il livello di base (Gailizza) venne infatti a trovarsi verso i 580 m. s. m.; per il primo invece a circa 700 m. (R. Bianco di Tarvisio). Il primo quindi, ch'era in grado di arretrare più rapidamente del secondo la sua testata, a poco a poco venne a raggiungere l'alto corso del Scheid Bach decapitandolo e portando così una parte delle sue acque direttamente nella Gailizza.

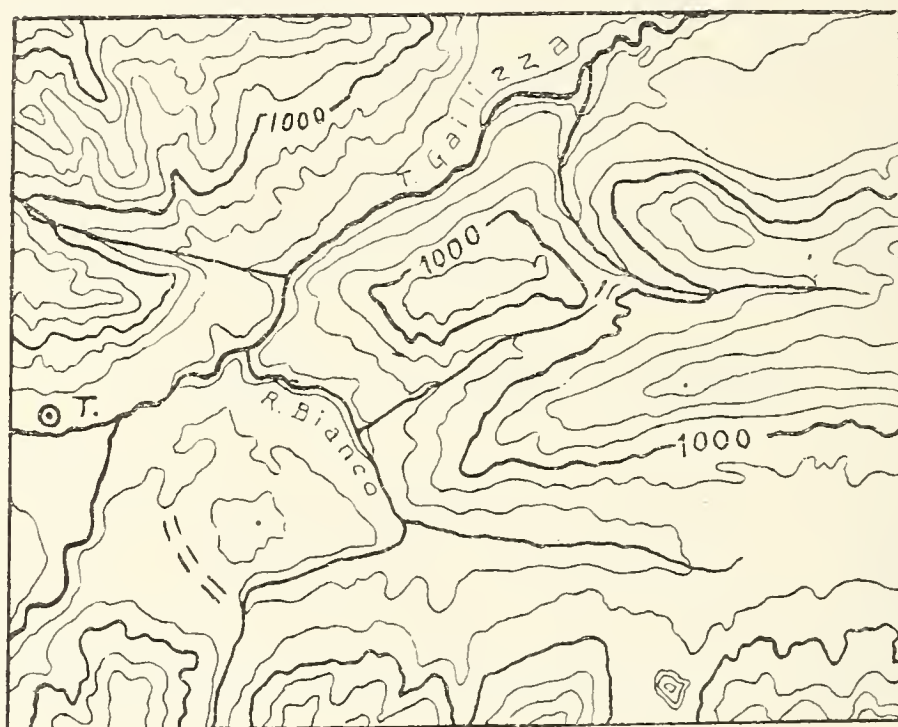



Fig. 33. — Schizzo delle variazioni idrografiche postglaciali nella conca di Tarvisio. (= = valli morte). — (Scala 1 : 50.000).

Un'altra evidente variazione idrografica postglaciale è quella del R. Bianco di Tarvisio, il quale ora, per raggiungere la Gailizza, descrive una forte ansa, spostandosi lateralmente per quasi 2 Km. rispetto alla linea di sbocco più breve. Questo corso irregolare ed evidentemente epigenetico, è stato determinato dalla presenza dei depositi morenici stadiali che disponendosi a vallo intorno allo sbocco, costrinsero il torrente a girarli per trovare una via d'uscita più comoda. Forse per un certo tempo, da canale di scarico del R. Bianco, funzionò la valletta che scende presso Greutto e che giace approssimatamente sul prolungamento della valle del R. Bianco (Val Romana).

Anche nell'alta Val Pontebbana si sono avute delle piccole catture di corsi d'acqua nel Postglaciale. I due primi af-

fluenti di sinistra dell'alta Val Pontebbana presentano infatti due distinti gomiti di cattura. In origine i due corsi d'acqua, che scendono ad occidente del M. Val Dolz, dovevano essere diretti verso ovest e versare le loro acque nel bacino del Chiarsò, passando per il Passo Cason di Lanza (1567 m.). La cattura è dovuta al fatto che la Pontebbana possiede un livello locale di base sensibilmente più basso rispetto al Chiarsò e un corso più breve e di conseguenza più inclinato, per cui ha una maggiore capacità erosiva e quindi tende ad arretrare più rapidamente del Chiarsò e dei suoi affluenti la sua testata.

### Gli spartiacque di Camporosso e di Raccia.

Secondo quanto è stato detto precedentemente, durante lo stadio di Bühl non s'era ancora stabilito lo spartiacque fra il Mar Nero e l'Adriatico a Camporosso, poichè un lago occupava la Val Canale fra Tarvisio e lo sbocco della Val Bruna, con lo specchio a 810 m. s. m. Certamente durante lo spianamento del livello inferiore di terrazzi di Tarvisio (730-740 m.), forse contemporaneo allo stadio di Gschnitz, la zona di Camporosso doveva essere all'asciutto o, se ancora esistevano dei ristagni d'acqua, dovevano essere indipendenti dal lago di Tarvisio.

Dove si trovava allora lo spartiacque?

Io credo che giacesse ancora ad occidente di Camporosso e che l'alta Fella scendesse, insieme col R. Casarenza e il R. Mosgail verso oriente, ossia verso Tarvisio e la Zeglia.

Devo infatti osservare che la deviazione dell'alta Fella verso occidente, appare dovuta essenzialmente all'accumolo di materiali di deiezione da parte della Fella stessa e del Casarenza, materiali che anche attualmente i due corsi d'acqua trasportano in grande quantità verso il basso durante i periodi di piena [1]. Qualche indizio, per quanto non bene controllato, mi sembra di avere riconosciuto anche nel sistema inferiore di terrazzi che m'apparve leggermente inclinato verso est a incominciare dallo sbocco della valletta dell'alta Fella. In ogni modo lo spartiacque fra l'Adriatico e il Mar Nero nella sua

---

(1) Cfr. CRESTANI, DESIO, FERUGLIO. *Le piogge e le piene dei fiumi friulani nella terza decade del settembre 1920.* « Pubbl. N. 104 dell'Uff. Idrogr. del R. Magistrato alle acque di Venezia », Venezia 1924, p. 38.

posizione attuale, al Passo di Camporosso, è certamente postglaciale e posteriore anche allo stadio di Bühl.

Questa ipotesi s' accorda con le recenti osservazioni del Canestrelli (*3*) e con quelle più antiche del Gumprecht (*36*), secondo quali lo spartiacque di Camporosso è duplice e risulta formato ad occidente dei coni di dejezione dell' alta Fella e del R. delle Volpi (Lesicnjach), che scendono da fianchi opposti della valle uno incontro all' altro; verso oriente da quelli analoghi del R. Casarenza e del R. Lussari. Fra le due barriere trasversali costituite da coni di dejezione anteposti e fusi insieme per le loro estremità, rimane chiuso un bacino che, durante la stagione della piogge, si trasforma in un laghetto (Jezero).

In condizioni abbastanza simili si trova anche lo spartiacque di Raccia, fra la Gailizza e la Sava di Wurzen. Qui però non si osservano indizi di notevoli deviazioni di corsi d'acqua, come nel caso precedente. La posizione attuale dello spartiacque sta in relazione con l'attività accumulatrice dei torrentelli che scendono negli immediati dintorni di Raccia e specialmente del R. Trebischa, ma pare che la prima formazione dello spartiacque in questa zona sia leggermente più antica di quella di Camporosso e che sia stata determinata — come giustamente ritiene il Brücker (*61*) dai depositi morenici stadiali dei ghiacciai della Val Planica e della valle delle Lavine.

### Alluvioni terrazzate recenti.

In parecchie valli della regione considerata nel presente lavoro, i corsi d'acqua scorrono in un alveo più o meno vasto fiancheggiato lateralmente, per tratti abbastanza lunghi da terrazzi alluvionali elevati qualche metro sul pelo dell'acqua. Se ne osservano specialmente in Val di Resia, nel Canal del Ferro e in Val Canale e i lembi più estesi e meglio conservati giacciono nelle zone di confluenza. Non ho eseguito osservazioni di dettaglio su questi terrazzi che, in base ad alcune misure, hanno però dimostrato di trovarsi ad altezze sensibilmente variabili da valle a valle e di non appartenere tutti ad un unico sistema.

Anche riguardo alla loro origine, potrebbero essere chiamate in campo varie cause, ma difficilmente si arriverebbe a rintracciare quella che più verosimilmente ha avuto il ruolo

maggiore. Il fatto però che questi terrazzi sieno specialmente bene conservati nelle regioni di confluenza, ci porta a riconoscere in parecchi di essi i resti di vecchi coni di dejezione dei corsi d'acqua laterali.

Tipici esempi di questo genere si hanno allo sbocco di quasi tutte le vallette del versante sud della Val Canale. Per lo più si tratta di vasti coni erosi lungo il margine esterno dal corso d'acqua principale e incisi più o meno profondamente dal torrentello stesso che li ha deposti. Non di rado, nell'incisione torrentizia, presso il margine esterno del vecchio

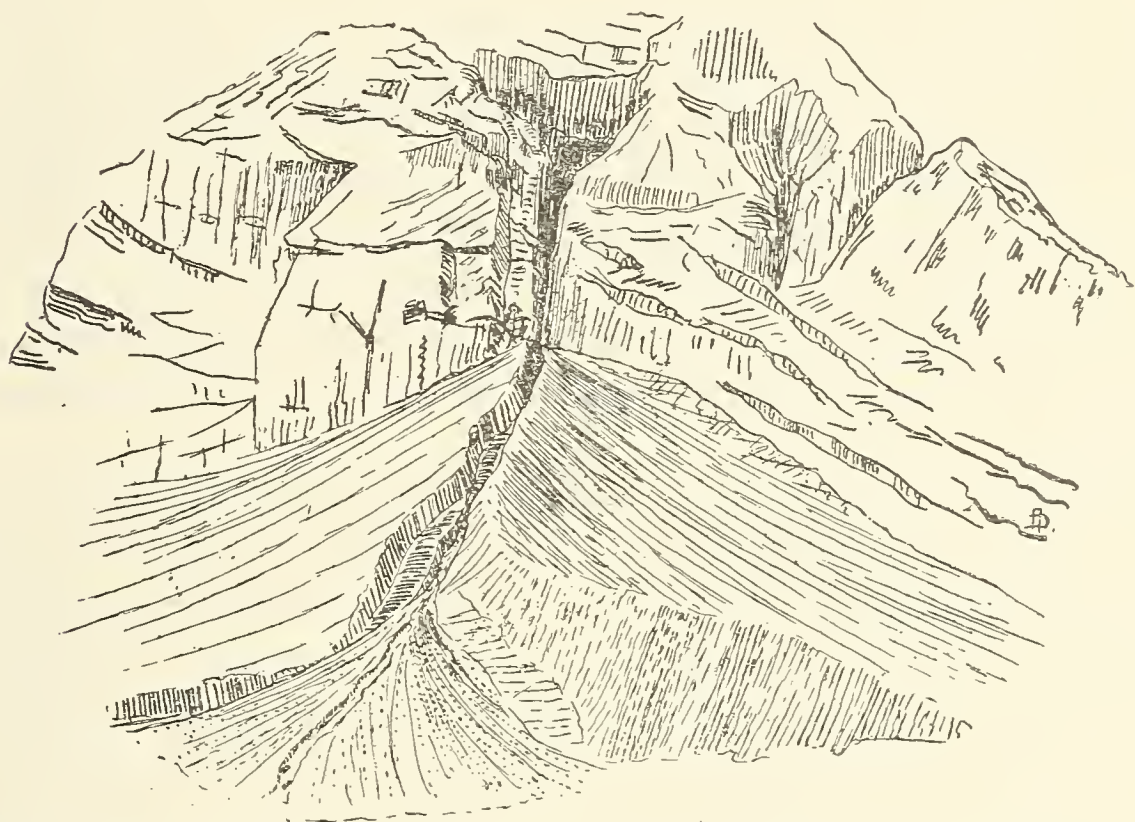



Fig. 34. — Coni di dejezioni incastrati, nella valle del Rio Bianco di Lusnizza.

cono, ve n'è uno più recente, in via di formazione, incastrato nel primo.

Esempi di coni incastrati, del resto, non sono rari in tutte le valli secondarie della Val Canale e tipici, per quanto assai recenti, sono specialmente quelli che fiancheggiano il corso del R. Bianco di Lusnizza (Fig. 34).

Tutti questi fenomeni dimostrano variazioni, forse non del tutto indifferenti, di regime dei corsi d'acqua; periodi di forte alluvionamento e periodi di forte erosione succedutisi ad intervalli di tempo più o meno lunghi. Forse una delle origini non ultime dei terrazzi recenti potrebbe stare in relazione con i ghiacciai degli ultimi due stadi (Gschnitz e Daun).

## Conclusione.

Giunti così al termine della storia morfologica del bacino della Fella, non so se sieno da attendersi delle conclusioni generali.

L'argomento mi è parso così vario, che ho creduto preferibile esporle volta a volta che si presentava l'occasione, tanto più che, in genere, le conclusioni non dovevano essere altro che ricostruzioni di brani della storia morfologica. Potrà qui, alla fine del lavoro, trovare invece posto utilmente una specie di riepilogo dei fatti più salienti di quella storia e dei documenti che li ricordano, così da poter abbracciare d'un colpo d'occhio lo svolgimento graduale della vita morfologica della nostra regione. A questo scopo ho riunito in un quadro sinnottico tutti gli elementi storici essenziali non solo del bacino della Fella, ma anche delle regioni circostanti che al primo sono, sotto questo riguardo, indissolubilmente legate.

Qualche avvertenza è però necessario che io faccia alla tabella.

Ricordo intanto che i dati che figurano nel quadro sinnottico sono stati oggetto di critica nel corso del lavoro: non sempre però è stata trovata per tutti una definizione soddisfacente e decisiva, mentre, per ragioni di chiarezza, sono fatti figurare come definitivi nella tabella. Occorre quindi considerare con un po' di larghezza le divisioni e i sincronismi stabiliti in essa, che tuttavia sono in parte giustificati dall'esame critico fatto a suo tempo e dalle attuali conoscenze sulla regione.

Alcuni pochi dati relativi a regioni contermini, non trovano che scarsi riscontri nel testo: furono ricavati però da studi di altri autori di cui è stata fatta più o meno estesamente la critica nel corso del lavoro.

| | | REGIONE PREALPINA (zona degli ellissoidi | | | CARNIA | | | CANAL DEL FERRO | | | BACINO DELL' ISONZO E CARSO | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Postglaciale | Stadio di Daun | | | | | | | | | Morena del Palone (m. 1720) | | | |
| | Stadio di Gschnitz | | | Alluvioni terrazzate dei livelli più bassi. | | Espansioni glaciali attenuate. | Morene frontali da riconoscersi. | | | Morene frontali dell'altipiano del Montasio. | | | |
| | Stadio di Bühl | | | | | | | Laghi di Tarvisio e di Resia | Espansione dei ghiacciai sino al fondo delle valli secondarie. | Morene frontali di Prato di Resia, di Corito (V. di Raccolana) di Valbruna, di Greutto, Fusine, Raibl. | | Espansione dei ghiacciai sino allo sbocco delle principali valli secondarie. | Morene frontali delle valli della Coritenza, Mogenza, Bansica ecc. |
| | Oscillazioni di Achen | | | | | Ritiro dei ghiacciai. | | | Ritiro dei ghiacciai. | Depositi deltizi postglaciali di Tarvisio e Resia. | | Laghi di Tolmino e di Serpenizza. | Depositi lacustri di Tolmino e Serpenizza. |
| Glaciale | Vurmiano | | | Anfiteatro morenico del Tagliamento. Alluvioni terrazzate nella valle del Cellina, della Meduna, Colvera, Cosa. | | Espansione glaciale. Trasfluenza del ghiacciaio del Piave e della Zeglia nel bacino del Tagliamento. | Morene intravallive. | | Espansione glaciale. Trasfluenza del ghiacciaio della Zeglia nel bacino della Fella. | Morene intravallive. | | Espansione glaciale. | Morene dell'oscillazione di Laufen nell'alta valle del Natisone. Morene frontali di S. Lucia. |
| | Riss-vurmiano | | | | | Lago interglaciale di Osoppo. | Alluvioni deltizie cementate della V. del Tagliamento (p. p.). | | Laghi interglaciali di Tarvisio, di Resia. | Conglomerati deltizi di Tarvisio, Resia, Ovedasso, Malborghetto, Granzaria, ecc. | | Lago interglaciale di Plezzo. | Conglomerati deltizi di Plezzo. |
| | Rissiano | | | Morene ferrettizzate dei dintorni di Tarcento, Tricesimo-Pagnacco, S. Daniele, ecc. | | Espansione glaciale. | Morene cementate di Ovaro e di Pesariis. | | Espansione glaciale. | Morena cementata di Ovedasso. | | Espansione glaciale. | |
| | Mindel-Rissiano | | | Alluvioni cementate di Del Bianco o Cesclans (pr. p.). | Sollevamento | | Conglomerati della valle del Tagliamento (pr. p.). | Sollevamento | | Breccie di falda. | Sollevamento | | Conglomerato di S. Lucia. |
| | Mindeliano | | | | | | | | | Breccie di Portis? | | | Terrazzi preglaciali della Val d'Isonzo (300-850 m.). |
| | Gunz-Mindeliano | | | | | | | | | Terrazzi del IV sistema (600-900). | | | |
| | Gunziano | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | Altipiani calcarei della Vinadia (900-1000 m.). | | | Terrazzi orografici del III sistema (900-1200 m.). | | | Fondo della valle morta di Chiapovano e sistema corrispondente di terrazzi della Val d'Isonzo. |
| | Astiano | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. Sviluppo delle valli epigenetiche. | | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | Cattura della valle longitudinale del Tagliamento per opera della Fella. | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | |
| Pliocene | Piacenziano | | Sistema idrografico maturo e vecchio. Sviluppo di corsi d'acqua susseguenti. | Altipiani carsici prealpini. Cansiglio (1300 m.), Cianrlec (1000-1100 m.), Prât (800-900 m.), Bernadia (800-850 m.), Janor (1070 m.), Jouues - Mia - Matajur - Colaurât (1000-1200 m.). | | Sistema idrografico maturo. Inizio della formazione della valle longitudinale (susseguente) del Pliotagliamento. | Ripiani dei M. di Cabia, M. Sadi (1100-1300 m.) e del M. Rest (1050-1100 m.) | | Sistema idrografico maturo. Sviluppo delle valli longitudinali (susseguenti) di Resia, di Dogna, Pontebbana, Canale, Pliofella. | Ripiani e terrazzi orografici del II sistema (1100-1600 m.). Altipiano del Montasio ecc. | | Sistema idrografico maturo e vecchio. | Terrazzi orografici più elevati della Val d'Isonzo (700-1500 m.). Altipiani carsici di Wochein (1300-1400 m.), di Comna (1500-1600 m.), di Idria e della Bainsizza (700-1000 m.), di Piro (900 m.) ecc. |
| Miocene | Superiore | Sollevamento | Emersione della regione submontana. Sviluppo di un sistema idrografico conseguente. | | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | Scarpate fra gli altipiani del I sistema o i ripiani del II sistema (4-500 m.). | Sollevamento | Ringiovanimento del sistema idrografico. | Scarpate fra gli altipiani del sistema del Tricorno e quelli del sistema di Wochein. |
| | Medio | | ? | Sommità dei rilievi più elevati degli ellissoidi. M. Cavallo (2283 m.), Matajur (1660 m.). | Regime continentale | Fase di maturità della regione. Predominio dei corsi d'acqua conseguenti (Miotagliamento) | Dorsali paneggianti fra il M. Dimòn e il M. Crostis a circa 2000 m. Dorsali ondulate della zona montana delle Prealpi Carniche a E del M. Najarda, fra 1500 e 1800 m. | Regime continentale | Fase di avanzata maturità della regione. Predominio dei corsi d'acqua conseguenti (Miofella, Mioaupa). | Altipiani del I sistema (1800-2100 m.) sul Canin, sulla Creta di Aip ecc. | Regime continentale | | Altipiani del Tricorno, Mangart, M. Nero ecc. (1800-2300 m.). Dorsali delle catene prealpine (1500-1600 m.). Sommità dei rilievi più elevati del Carso. |
| | Inferiore | | Regime marittimo della regione submontana. | | | | | | | | | | |
| | | | Regime continentale. | | | | | | | | | | |

## BIBLIOGRAFIA


1. di Brazzà Savorgnan G. — *Studi alpini fatti nella valle di Raccolana (Alpi Giulie Occidentali)*. « Boll. Soc. Geogr. Ital. », marzo-aprile, Roma 1883.
2. Bruckner E. — *Eiszeit-Studien in den südöstlichen Alpen. I. Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen.* « X Jahrb. der Geogr. Gesellschaft von Bern », 1890, Bern 1891, p. 157-162.
3. Canestrelli G. — *Il bacino di Camporosso in Val Canale (Lo spartiacque fra il Mar Adriatico e il Mar Nero).* « In Alto », XXXVI, N. 4-6, Udine 1925, p. 41-45.
4. Carnaval R. — *Bemerkungen über die Glacialablagerungen der Gailtaler Alpen*. « Carinthia », 1902, Klagenfurt 1902, p. 22 e 254.
5. Dainelli G. — *La struttura delle Prealpi Friulane*, Firenze 1921.
6. Id. — *Studi sul Glaciale.* « Spedizione italiana De Filippi nell'Himàlaia, Caracorùm e Turchestàn Cinese (1913-1914) », Ser. II, Vol. III, Bologna 1921.
7. Dal Piaz G. — *Sull' esistenza del Pliocene marino nel Veneto.* « Atti Accad. Scient. Ven. Trent. Istriana », V, Padova 1912.
8. Davis W. M. — *Die Erklärende Beschreibung der Landformen.* Leipzig 1912.
9. De Gasperi G. B. — *Fenomeni carsici del Monte Canin (Alpi Giulie)*. « Mondo Sotterraneo », X, N. 4 6, Udine 1915, p. 49-60.
10. De Marchi L. — *Trattato di Geografia Fisica.* Milano, 1901.
11. De Mortillet G. — *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes.* « Atti Soc. It. di Scienze Nat. », III, 1860.
12. Desio A. — *Fenomeni carsici sul M. Musi e sul M. Sart.* « Mondo Sotterraneo », XV-XVI, (1919-1920), Udine, 1920, p. 64.
13. Id. — *Risultati sommari di uno studio sul Glaciale del Bacino della Fella e dell' Isonzo.* « Boll. Soc. Geol. Ital. », XXXIX, 1920, Roma 1921, p. CIX.
14. Id. — *Osservazioni glaciologiche nelle Alpi Carniche e Giulie.* « In Alto », XXXII, N. 1-3, Udine 1921, p. 1-10.
15. Id. — *La Valbruna e il suo artefice.* « Le Vie d'Italia », maggio 1924.
16. Id. — *Aria e temperie.* In « Guida della Carnia e del Canal del Ferro », Udine, Soc. Alp. Friul., 1924.
17. Id. — *A proposito della costituzione geologica del Gruppo del Jôf Fuàrt.* « In Alto », XXXVI, N. 4-6, Udine 1925, p. 46-53.
18. Id. — *La costituzione geologica delle Alpi Giulie Occidentali.* « Atti Soc. Ital. di Scienze Natur. », LXIV, Milano 1925, p. 258-312.

19. Diener C. — *Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen.* « Jahrb. d. k. k. geolog. Reichanst », 34, Wien, 1884, p. 659-706.
20. Feruglio E. — *Le Prealpi fra l' Isonzo e l'Arzino.* « Bull. Ass. Agr. Friul. », 39, I, Udine 1924.
21. Frech F. — *Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung.* « Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkunde », XXVII, Berlin, 1892, p. 349-396.
22. Id. — *Die Karnischen Alpen.* Halle 1894.
23. Geyer G. — *Ueber die geologischen Verhältnisse* im *Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen.* « Jahrb. d. k. k. geolog. Reichanst. », XLVI, Wien 1896, p. 137-134.
24. Id. — *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Osterr. Ungar. Monarchie. SW Gruppe, N. 71,* « Oberdrauburg-Mauthen », Wien 1901.
25. Gortani M. — *Sull' età delle antiche alluvioni cementate nella valle del Tagliamento.* « Boll. Soc. Geogr. Ital. », XXXI, Roma 1912, p. 388-394.
26. Id. — *Rilevamento geologico della tavoletta « Pontebba » (Alpi Carniche).* « Boll. Comit. Geol. d'Italia », XLIII, Roma 1912.
27. Id. — *Il laghetto di Ladusset sopra Pontebba.* « In Alto », dicembre 1912, Udine, p. 89-92.
28. Id. — *La durata dei periodi geologici.* « Scientia », novembre 1920, p. 341-352.
29. Id. — *I bacini della But, della Vinadia e del Chiarsò in Carnia.* « Pubbl. N. 104 dell' Uff. Idrogr. del R. Magistrato alle Acque di Venezia », Venezia 1920.
30. Id. — *Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali.* « Atti Soc. Tosc. Scienze Natur. », Memorie, XXXIV, Pisa 1921.
31. Id. — *Cenni geologici [sulla Carnia e Canal del Ferro].* In « Guida della Carnia e del Canal del Ferro » della Soc. Alp. Friul., Tolmezzo 1924.
32. Id. — *Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche.* « Boll. Soc. Geolog. Ital. », XLIII (1924), I, Roma 1924, p. 101-111.
33. Id. — *Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche.* Ibid. XLIV (1925), II, Roma 1925, p. 213-222.
34. Götzinger G. — *Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen.* « Mitteil. d. k. k. Geog. Gesell. in Wien », 56, I-II, Wien 1913, p. 39-57.
35. Grund A. — *Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien.* « Geogr. Abhandl. », VII, 3, Leipzig 1903.
36. Gumprecht O. — *Zur Entwicklung der Wasserscheiden, insbesondere der Talwasserscheiden, im Gebiet der Julischen Alpen.* « Peterm. Mitt. », 37, Leipzig 1891, p. 90-98.

37. Klebelsberg R. — *Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen.* « Verhandl. d. Geol. Bundesanst », Wien 1922, II-III, p. 45-67.

38. Kossmat F. — *Die Küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung.* « Verhandl. d. k. k. geol. Reichanst. », Wien 1909, p. 85-124.

39. Id. — *Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion.* « Mitteil. d. geolog. Gesell. in Wien », VI, Wien 1913, p. 61-163.

40. Id. — *Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo und oberen Savegebiet. Eine Studie zur Geschichte der adriatischer Wasserscheide.* « Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkunde zu Berlin », 1916, N. 9-10.

41. Krebs N. — *Länderkunde der österreichischen Alpen.* Stuttgart 1913.

42. Kurowski L. — *Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtihung der Finsteraarhorn-Gruppe.* « Geogr. Abhandl. » V, 1, Wien 1891, p. 119-160.

43. Lombardini G. — *Sopra il nuovo lembo oligocenico d' Osoppo nel Friuli.* « Riv. Ital. di Paleontol. », XXVI, (1920) I-II, Parma 1920, p. 1-26.

44. Lorenzi A. — « *Lis Foranis* ». *Nicchie di disfacimento meteorico nella breccia di Portis (Valle del Tagliamento).* « Mondo Sotterraneo », II, 2-3, Udine 1905, p. 21-29.

45. Marinelli G. — *La valle di Resia e un' ascesa al M. Canino (23 luglio 1874).* « Boll. del C. A. I. », 1875.

46. Marinelli O. — *Tracce glaciali sul versante settentrionale del M. Ciampon.* « In Alto », V, Udine 1894.

47. Id — *Ancora sopra i depositi morenici del M. Ciampon.* Ibid. VII, 1896.

48. Id. — *Studi orografici nelle Alpi Orientali.* « Mem. d. Soc. Geogr. Ital. », Vol. VIII, (p. II), 1898; « Boll. d. Soc. Geogr. Ital. ». Anno 1900, f. IX, X, XI; 1902, f. VIII, IX, X; 1904, f. I, Roma.

49. Id. — *Tracce di una più antica glaciazione nell' anfiteatro morenico friulano.* « In Alto », XI, Udine 1900.

50. Id. — *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli.* Firenze, 1902.

51. Id. — *I ghiacciai delle Alpi Venete.* « Memorie Geografiche », N. 11, Firenze, 1910.

52. Id. — *I monti fra Tagliamento ed Isonzo e la loro struttura.* In « Guida delle Prealpi Giulie » della Soc. Alp. Friul., Udine 1912.

53. Id. — *Brevi notizie sui laghi della Carinzia Italiana.* « Mondo Sotterraneo », XVII-XVIII (1921-1922), p. 1-4.

54. Id. — *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell' Istituto Geografico Militare.* Firenze 1922.

55. Id. — *Monti ed acque [della Carnia e del Canal del Ferro].* In « Guida della Carnia e del Canal del Ferro » della Soc. Alp. Friul., Tolmezzo 1924-25.

56. Melling. — *Die geologische Verhältnisse von Raibl.* « Mitth. Freunden d. Naturwiss. in Wien », V, Wien 1848, p. 31.

57. Morlot A. — *Ueber die geologische Verhältnisse von Raibl.* « Jahrb. d. k. k. Reichanst. » I, Wien 1850, p. 255-267.

58. Parona C. F. — *Trattato di Geologia.* II Ed., Milano 1924.

59. Penck A. — *Der Erfolg des Preisauschreibens der Sektion Breslau.* « Mitt. d. D. u. Oe. A. V. », 1890, N. 20, p. 257.

60. Id. — *Die Glacialschotter der Ostalpen.* Ibid., N. 23, p. 291.

61. Penck A., Brückner E. — *Die Alpen im Eiszeitalter.* Leipzig 1909.

62. Pirona G. A. — *Sulle antiche morene del Friuli.* « Att. d. Soc. Ital. di Scienze Natur. », II, 1861.

63. Prohaska K. — *Spuren der Eiszeit in Kärnten.* Mitt. d. D. u, Oe. A. V. », 1895.

64. Richter E. — *Die Gletscher der Ostalpen.* « Handb. z. Deutsch. Lds., u. Volksk., III, Stuttgart 1888.

65. Rosenkranz R. — *Bericht über die Südalpenexkursion des geographischen Instituts der Wiener Universität in Herbst 1910.* « Geogr. Jahresber. aus Oesterr. », IX, Wien 1911, p. 231-244.

66. Roster G. — *Climatologia dell' Italia.* Torino 1909.

67. Rovereto G. — *Forme della Terra.* Trattato di Geologia Morfologica (Geomorfologia). Milano 1924-25.

68. Solch J. — *Studien über Gebirgspässe, mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen.* « Forsch. z. deutsch. Landes, u. Volksk. », XVI, 2, Stuttgart 1908.

69. Stefanini G. — *I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli.* « Pubbl. 20-21 dell' Uff. Idrogr. del R. Magistrato alle Acque di Venezia », Venezia 1912.

70 Id. — *Sull' antica idrografia dei bacini della Meduna e del Colvera in Friuli.* « Rivista Geogr. Ital. », XIX, 2, Firenze 1912.

71. Id. — *Il Neogene Veneto.* Padova 1915.

72. Id. — *Outline of the geological history of Venetia during the Neogene.* « The American Journal of. Science », XLIV, oct. 1917, p. 299-312.

73. Supan A. *Grunzüge der phisyschen Erdkunde.* Leipzig 1921.

74. Taramelli T. — *Osservazioni stratigrafiche sulle valli dell' Aupa e della Fella.* « Annali scient. del R. Ist. Tecnico di Udine », II, Udine 1868, p. 43-68.

75. Id. — *Sugli antichi ghiacciai della Drava, della Sava e dell' Isonzo.* « Atti Soc. Ital. di Scienze Nat. », XIII, 1870.

76. Id. *Dell' esistenza di un' alluvione preglaciale nel versante meridionale delle Alpi in relazione coi bacini lacustri e dell'origine dei terrazzi alluvionali.* « Atti del R. Ist. Veneto di Sc. Lett. ed Arti », (3), XVI, 1871.

77. Id. — *Escursioni geologiche fatte nell' anno 1871. III. Escursioni nelle valli di Raccolana, di Dogna e di Malborghetto, quindi nei dintorni di Raibl in Carinzia.* « Annali del R. Istituto Tecnico di Udine », V, Udine 1872, p. 109.

78. Id. — *Cenni geologici sulle valli di Raccolana, Dogna e di Malborghetto nell'alto Friuli.* « Boll. d. Comit. geol. Ital. », Roma 1872, N. 7-8, p. 201-203.

79. Id. — *Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli.* « Annali del R. Ist. Tecnico di Udine », VIII, Udine 1875.

80. Id. — *Catalogo ragionato delle rocce del Friuli.* « Mem. R. Accad. dei Lincei », (3), I, Roma 1877.

81. Id. — *Spiegazione della carta geologica del Friuli* (*Provincia di Udine*). Pavia 1881.

82. Id. — *Geologia delle Provincie Venete.* « Memorie della R. Accad. dei Lincei », (3), XIII, Roma 1882.

83. Id. — *Alcune osservazioni sull' antico decorso del Resia.* « Boll. Soc. Geol. Ital. », XII, 1893, p. 491-493.

84. Id. — *Una brevissima ma interessante gita dal Ponte di Moggio a Portis.* « In Alto », IV, Udine 1893, p. 109-111.

85. Id. — *Cenni geologici* [*sul Canal del Ferro*]. In « Guida del Canal del Ferro » della Soc. Alp. Friul., Udine 1894.

86. Id. — *Di alcune nostre valli epigenetiche.* « Atti III Congr. Geogr. Ital. », Firenze 1899, p. 90-102.

87. Id. — *Quelques observations sur les changements du climat postglaciaire en Italie.* « Postglaciale Klimaveränderungen ». Stockholm, 1910, p. 75-77.

88. Tellini A. — *Da Tarcento a Resia. Note geologiche* « In Alto », II, Udine 1891, p. 6-13.

89. Winkler A. — *Das mittlere Isonzogebiet.* « Jahrb. d. geol. Staatsanst.», 70, I-II, Wien 1920.

90. Id. — *Geomorfologischen Studien im mittleren Isonzo, und im unteren Idricatale.* « Jahrb. d. geol. Bundesanst. », 72, I-II, Wien 1922, p. 18-48.

91. Id. — *Ueber den Bau der östlichen Südalpen.* « Mitteil. der geol. Gesell. in Wien », XVI, Wien 1923.

## APPENDICE BIBLIOGRAFICA (1)

Gortani M. — *Guida alle escursioni del XXXIX Congresso* [*della Società Geologica Italiana*] (*Friuli, 1926*). Tolmezzo, 1926.

Id. — *Guida Geologica del Friuli.* Vol. I, Ptc. Gen., fasc. I, Tolmezzo, 1926.

Winkler A. — *Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotales.* « Zeitschrift für Gletscherkunde », Bd. XV, Leipzig, 1926.

(1) Opere di cui non s'è potuto tener conto nel presente lavoro.

# INDICE DELLE ILLUSTRAZIONI

intercalate nel testo

# INDICE

## III[a] Parte. - Il bacino della Fella nel Postglaciale.

# SPIEGAZIONE DELLE TAVOLE

## Tav. IV (I).

### Figura 1.

*Vista del gruppo del M. S. Simone, presso la confluenza della valle della Fella in quella del Tagliamento.*

La sommità (b) arrotondata dalla montagna forse rappresenta un resto della più antica superficie topografica (miocenica) della regione. Il caratteristico pianoro (a) appartiene invece al II° livello di terrazzi intravallivi (pliocene). Sulla destra della fotografia, si scorge per breve tratto un lembo di antica superficie topografica del II° livello, del M. Amariana.

### Figura 2.

*Sguardo dalla Sella di Nevea verso il gruppo del Montasio.*

In primo piano, il fondo ricoperto da morene stadiali (Bühl) della sella di Nevea, le malghe e il Rif. Nevea (d). Al centro, il fianco della montagna soprastante alla sella, modellato dai ghiacciai. Sulla destra il circo del Cregnedûl (c) da cui scendeva un ghiacciaio stadiale (Bühl) fino all'altezza circa della « c ». Sulla sinistra il lembo di superficie topografica miocenica del Pradòn (b), e, sotto, l'altipiano del Montasio (liv. pliocenico) (a).

## Tav. V (II).

### Figura 1.

*La Val Canale dall' imbocco del Canal del Ferro.*

Si noti il profilo glaciale della valle. Il paese in primo piano è Pontebba.

### Figura 2.

*La Val d'Aupa presso lo sbocco.*

Sulla sinistra in basso, il terrazzo morenico di Moggio di Sopra (a) e lo spuntone roccioso su cui giace la chiesa. A destra più in basso il terrazzo recente di Moggio di Sotto (b). Dietro, i terrazzi della bassa Val d'Aupa e la sottile cresta del M. Masareit (1459 m.) (c) che divideva i due ghiacciai vurmiani dell'Aupa e dell'Alba.

Fig. 1.

Fig. 1. Neg. Brisighelli

c

a

b

# INDICE

## SEDUTA DEL 31 GENNAIO 1926

*Presiede il Presidente Dott. Marco De Marchi.*

Dopo la lettura e l'approvazione del verbale della scorsa seduta, il Presidente commemora brevemente il sen. Golgi, testè defunto, illustrandone i grandi meriti scientifici. Indi rimanda, in mancanza dell'A., la lettura della Dott. L. Gianferrari « *Esperienze di alimentazione di Calliphora erythrocephala con corticale e midollare surrenale* » alla prossima seduta.

Il Segretario legge due brevi sunti inviati dal Dott. F. Hermann su « *La struttura delle Alpi Occidentali* » e dal Prof. M. Bezzi « *Sulla posizione sistematica del genere di* « *Estridi* » *Anthophasia* ».

Il Dott. L. Fenaroli, avuta la parola, illustra la flora della conca del Baitone presentando alcune fotografie delle piante più caratteristiche.

Il Dott. Ed. Moltoni, fa alcune osservazioni sul *Coloeus neglectus* (Schlegel).

Il Presidente, benchè non sia all'ordine del giorno, presenta, in mancanza dell'A. indisposto, la memoria del Conte E. Turati « *Novità di Lepidotterologia in Cirenaica* ». L'assemblea, data l'importanza dell'argomento, esprime il desiderio che detta memoria sia possibilmente presentata ed illustrata, nella prossima adunanza dall'A. stesso.

Finite le letture, il Presidente illustra il Bilancio Consuntivo 1925, dando alcune utili delucidazioni; indi lo mette in votazione per l'approvazione. Il Bilancio viene approvato all'unanimità e su proposta del Prof. Vinassa de Regny viene tributato un voto di plauso al Presidente, per la sua continua benemerenza verso la Società.

La votazione per la nomina del Presidente, di un Vice-Presidente, del Segretario, del Vice-Segretario, dell'Archivista, dei Consiglieri e del Cassiere, dà il seguente risultato :

| | |
|---|---|
| Presidente: | *Dott. Marco De Marchi* |
| Vice-Presidente: | *Prof. E. Mariani* |
| Segretario: | *Dott. Ed. Moltoni* |
| Vice-Segretario: | *Dott. A. Desio* |
| Archivista: | *Ing. F. Mauro* |
| Consiglieri: | *Prof. C. Airaghi* |
| | *Prof. F. Livini* |
| | *Prof. B. Parisi* |
| | *Prof. A. Pugliese* |
| | *Prof. F. Supino* |
| Cassiere: | *Ing. E. Bazzi* |

Viene eletto Socio effettivo il Sig. *Ing. G. B. Moretti* (Milano), proposto da M. De Marchi ed Ed. Moltoni.

Il Presidente, presentate la pubblicazioni giunte in omaggio, dichiara chiusa la seduta.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

SEDUTA DEL 21 FEBBRAIO 1926

*Presiede il Presidente Dott. Marco De Marchi.*

Letto ed approvato il verbale dell'ultima seduda, il Presidente dà la parola al prof. E. Belfanti il quale presenta la sua memoria « *Il veleno delle api si differenzia da quello delle vespe?* » corredandola con preparati e fotografie.

Il Conte E. Turati, avuta la parola, illustra i suoi studi: « *Novità di Lepidotterologia in Cirenaica* ».

Il Segretario, in mancanza dell'A., legge un breve sunto inviato dalla dott. L. Gianferrari su « *Esperienze di alimentazione di Calliphora erythrocephala con corticale e midollare surrenale* ».

Finite le letture, il Presidente illustra il Bilancio preventivo pel 1926, indi lo mette in votazione.

Il Bilancio viene approvato ad unanimità.

Riescono eletti Soci effettivi i seguenti Sigg.: *Mario Pavanello* (Vicenza), proposto da M. De Marchi ed E. Moltoni; *Prof. Salvatore Pignanelli* (Ravenna), proposto da E. Nangaroni ed E. Moltoni; *Dott. Giuseppe Resegotti* (Torino), proposto da E. Repossi ed E. Artini.

Il Presidente, presentate le pubblicazioni giunte in omaggio, dichiara chiusa la seduta.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

## SEDUTA DELL'11 APRILE 1926

*Presiede il Vice-Presidente Prof. Ugo Brizi.*

Dopo la lettura e l'approvazione del verbale dell'ultima seduta, il Vice-Presidente comunica una lettera inviata dalla Presidenza dell'Associazione Italiana di Chimica generale ed applicata che invita la nostra Società a partecipare, nel prossimo maggio, al 2° Congresso nazionale di Chimica pura ed applicata, che assurgerà a grande importanza perchè si svolgerà a Palermo ove si celebrerà anche il centenario della nascita del grande chimico Stanislao Cannizzaro.

L'accettazione dell'invito è messo in votazione.

L'assemblea, dopo ampia discussione, dà mandato alla Presidenza di fare in proposito quello che crederà opportuno.

Il Vice-Presidente dà la parola al prof. Airaghi, che illustra la sua memoria: « *Considerazioni filogenetiche sui Rinoceronti* ».

Finita la lettura, viene eletto Socio effettivo il *Sig. Gaetano Corti* (Milano), proposto da Ed. Castelli ed E. Artini.

Presentate le pubblicazioni giunte in omaggio la seduta è chiusa.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

## SEDUTA DEL 30 MAGGIO 1926

*Presiede il Presidente Dott. M. De Marchi.*

Dopo la lettura e l'approvazione del verbale della seduta precedente, il Presidente dà la parola al prof. C. Maglio che illustra la sua memoria « *Fenomeni di rigenerazione nei teleostei* ».

Terminata la lettura, il Presidente notifica che, interpretando i desideri dei Soci, ha dato l'adesione della Società alla gita indetta dalla Società Botanica Italiana — Sezione Lombarda — che si svolgerà Domenica 10 Giugno al Monte Isola (Lago d'Iseo), indi prega gli organizzatori presenti di illustrarla.

Il dott. Fenaroli per la Società Botanica illustra la gita e dà alcune delucidazioni richieste dai Soci, portando a conoscenza altresì che interverranno alla gita anche i Soci della Reale Società Geografica Italiana - Gruppo di Milano.

La votazione a Soci effettivi dà il seguente risultato: *Dott. Italo Rodolfo* (Angera), proposto da E. Castelli ed E. Moltoni; *Sig.na Aurelia Bevilacqua* (Milano), proposta da E. Mariani ed A. Desio; *Sig.na Teresa Stolz Ricci* (Milano), proposta da C. Airaghi ed A. Desio.

Presentate le pubblicazioni giunte in omaggio la seduta è chiusa.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

### SEDUTA DEL 27 GIUGNO 1926

*Presiede il Vice-Presidente prof. E. Mariani.*

Letto ed approvato il verbale dell'ultima seduta il Vice-Presidente scusa l'assenza del Presidente attualmente fuori Milano, indi dà la parola al prof. E. Artini che presenta la memoria del dott. Cavinato « *Sulla mesolite* » illustrandone le caratteristiche principali fisiche, chimiche e cristallografiche.

Il Segretario legge un breve sunto inviato dal socio dott. P. Giaj-Levra sulle « *Diatomee della Valle d'Aosta* » a cui fanno alcune osservazioni i Soci presenti, riferentesi al titolo che lascia il dubbio sull'habitat.

Il Dr. Moltoni dà notizia della gita sociale svoltasi con esito soddisfacente Domenica 20 a Monte Isola (Lago d'Iseo) col concorso di parecchi Soci.

Riesce eletto Socio effettivo il *Signor Silvio Brambilla* (Milano), proposto da E. Mariani ed A. Desio.

Presentate le pubblicazioni giunte in omaggio si dà lettura del presente verbale che viene approvato seduta stante.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

### SEDUTA DEL 28 NOVEMBRE 1926

*Presiede il Presidente Dott. M. De Marchi.*

Il Presidente, dichiarata aperta la seduta, commemora brevemente due nostri Consoci testè defunti, il prof. E. Giglio-

Tos e la signorina dott. Lilia Boraschi, indi prega il prof. B. Parisi di ricordare più ampiamente le benemerenze scientifiche del prof. E. Giglio-Tos.

Il prof. Parisi accetta l'incarico e prende la parola:

« Permettete, egli dice, ch'io ricordi con brevi parole il compianto professore Giglio-Tos al quale ero legato da buona amicizia che datava da oltre vent'anni.

Il Prof. Giglio-Tos, oriundo del Canavese, compì gli studi a Torino e fu assiduo frequentatore di Palazzo Carignano ove diventò poi assistente del prof. Michele Lessona. Dal maestro apprese anche la grande arte di saper ravvivare la ricerca scientifica con un soffio di poesia e di saper esporre i concetti anche complessi e difficili in forma semplice, piana e non priva di un certo sapore letterario. Entrato nella carriera universitaria e vinto un concorso, passò a Cagliari, città della quale si allontanò varie volte, ma nella quale finiva poi col ritornare. Fu a Firenze, a Pavia, a Torino, ma sempre per breve tempo: aveva la nostalgia della Sardegna. Lo attirava la bellezza ed il mite clima del golfo di Cagliari e quel senso di assoluta libertà che si sente maggiormente nei piccoli centri universitari, specie quando la scolaresca è poco numerosa. E lo attraeva soprattutto la Stazione biologica da lui fondata, che gli creò un monte di seccature e di preoccupazioni finanziarie ed anche di disillusioni per non essere riuscito ad avere un nucleo sufficiente di allievi per renderla vitale.

I frequenti passaggi dalla cattedra di Cagliari a quelle del continente avevano fatto nascere in parecchi, che non lo conoscevano appieno, l'impressione che fosse un uomo volubile e non troppo attivo. Era invece un lavoratore instancabile, come lo dimostrano le sue numerosissime pubblicazioni. Dedicò la massima parte della sua attività a studi di biologia nel senso lato della parola. Nel campo teorico il suo lavoro principale sono *Les problèmes de la vie* in quattro volumi, opera geniale nella quale cerca di dare un'interpretazione razionale dei fenomeni fondamentali della vita basandosi esclusivamente sulle odierne nozioni fisico-chimiche. Quest'opera originale gli aveva dato negli ultimi anni molte soddisfazioni personali, perchè ricerche sperimentali confermarono in vari punti le sue previsioni teoriche. Su questi argomenti ritornò anche un paio d'anni fa con un lungo articolo pubblicato nella

Rivista di Biologia. Vanno poi ricordati, fra i lavori più importanti, le sue ricerche sui cromosomi, quelle sullo sviluppo dei nervi cranici ed i suoi studi molto apprezzati sulla struttura del sangue dei vertebrati.

Forse un po' meno nota, ma non meno importante, è la sua attività nel campo entomologico, con indole prevalentemente sistematica. Si occupò di Ditteri e di Lepidotteri, ma l'ordine suo preferito fu quello degli Ortotteri. Sulla famiglia dei Mantidi pubblicò una numerosa serie di lavori assai apprezzati e la sua competenza in materia era talmente riconosciuta, che anche i grandi Musei stranieri gli affidavano in comunicazione le loro collezioni. Ebbe anche l'onore di essere invitato a collaborare ai famosi *Genera insectorum* del Wytsman e ne pubblicò due fascicoli. Alla fine del 1915 aveva pronto un grosso manoscritto per il *Tierreick* relativo alla monografia dei Mantidi, opera certo fondamentale che sarebbe un peccato non fosse più stampata. A dimostrare la polimorfa attività del Giglio-Tos è da ricordarsi anche il recente volume sugli uccelli d'Italia, lavoro accurato e ricco di pratiche tavole dicotomiche, a mezzo delle quali anche i cacciatori ed i dilettanti possono determinare le principali specie di uccelli del nostro Paese.

Alla nostra Società il Giglio-Tos apparteneva dal 1919, ma nei nostri periodici non pubblicò che un solo lavoro relativo all'asincronismo nelle oscillazioni dei ghiacciai: è uno scritto interessante e caratteristico della sua mentalità teorico-pratica.

La sua morte, avvenuta a Torino nello scorso agosto, cagionò un vero dolore e rimpianto nella numerosa schiera dei suoi amici e fu per la zoologia italiana una perdita gravissima. Alla memoria del professore geniale ed attivo, del cittadino onesto e retto, inviamo il nostro reverente saluto ».

Terminata la commemorazione l'Assemblea decide unanime di inviare le condoglianze della Società al Dott. Efisio Giglio-Tos, fratello dell'illustre estinto.

Il Presidente, passando alle letture, dà la parola al Sac. C. Cozzi, che illustra il suo lavoro « *Appunti fitogeografici* ».

Le comunicazioni dei Professori C. Maglio e M. Vialli, in mancanza degli Autori, vengono rinviate alla prossima seduta.

Il dott. Moltoni legge un breve sunto della memoria sui Laboulbeniali Piemontesi inviato dalla Dott. S. Colla, indi dà qualche ragguaglio su di un suo studio fatto in collaborazione col Dott. I. Sciacchitano sull'alimentazione di alcuni uccelli sardi.

Esaurite le letture si passa alla votazione di nuovi Soci effettivi, che dà il seguente risultato: *Dott. Ferdinando Bisi* (Rovigo), proposto da Ed. Moltoni e B. Parisi; *Dott. Alfonso Gandolfi Hornyold* (Erba), proposto da G. Besana e M. De Marchi; *Sig. Italo Tamburini* (Ferno), proposto da C. Cozzi e Ed. Moltoni; *Dott. Afredo Ollearo* (Samarate), proposto da C. Cozzi e Ed Moltoni; *Direzione dell'Istituto di Anatomia Comparata, R. Università di Napoli*, proposta da B. Parisi e Ed. Moltoni; *Dott. Raimondo Acciarri* (Fermo) proposto da Ed. Moltoni e C. Cozzi; *Dott. Mario Lazzarini* (Gallarate), proposto da C. Cozzi e Ed. Moltoni; *Rag. Marcello Rola* (Gallarate), proposto da C. Cozzi e Ed. Moltoni; *Dott. Giovanna Lindegg* (Rovereto), proposta da L. Gambetta e A. Corti.

Il Presidente, presentate le pubblicazioni giunte in omaggio, toglie la seduta.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

## SEDUTA DEL 9 DICEMBRE 1926

*Presiede il Presidente Dott. M. De Marchi.*

Dopo la lettura e l'approvazione del verbale della scorsa seduta, il Presidente invita il prof. Supino ad illustrare le sue esperienze sugli Axolotl. Il prof. F. Supino fa interessanti osservazioni sulla metamorfosi degli Axolotl da lui allevati nell'Acquario di Milano presentandone anche degli esemplari sia allo stato di larva che di adulto.

Le osservazioni fatte su questa specie di anfibio destano molto interesse ed in proposito prendono la parola il prof. Pugliese che fa risaltare l'importanza delle esperienze fatte dal prof. Supino, ed il prof. Andres che ricorda di aver saputo dal prof. Stoppani che una trasformazione di Axolotl in Amblistoma era avvenuta anche nel Museo di Milano ai tempi del prof. Cornalia, e quindi le trasformazioni di questa specie da

larva in adulto, riscontrate nell'Acquario di Milano durante le esperienze del prof. Supino, non sarebbero le prime avvenute in Milano.

Terminate le discussioni il prof. C. Maglio illustra il suo studio « *Rigenerazione del midollo spinale nella ceca* »(*Anguilla vulgaris*).

Il prof. M. Vialli presenta i suoi due lavori: « *Turbellarii di Val di Scalve e del lago Moro* » e « *Un nuovo Nemerteo della Lombardia* ».

Il dott. Ed. Moltoni fa alcune osservazioni sui Barbagianni italiani presentando le fotografie delle sottospecie di questo rapace che si possono rinvenire in Italia.

Terminate le letture si passa alla votazione di due Revisori del Bilancio consuntivo del 1926 che dà il seguente risultato: dott. ing. S. De Capitani e prof. L. Fenaroli.

Riescono eletti Soci effettivi i signori: *dott. Giuseppe Scortecci* (Milano), proposto da B. Parisi e Ed. Moltoni; *dott. Giulio Sartori* (Gallarate), proposto da C. Cozzi e M. De Marchi; *prof. Giovanni Marro* (Torino), proposto da C. F. Parona e U. Monterin; *dott. Massimo Fenoglio* (Torino) proposto da E. Repossi e G. Resegotti; *dott. Carlo Taccani* (Milano), proposto da B. Parisi e L. Ceresa.

Presentate le pubblicazioni giunte in omaggio, il Presidente dichiara chiusa la seduta.

*Il Segretario*: Dr. Ed. Moltoni

# ISTITUTI SCIENTIFICI CORRISPONDENTI

## AFRICA

1. South African Museum — Cape Town, (1898 *Annals*, 1903 *Report*).
2. Durban Museum — (Durban 1914 *Annals*).
3. Natal Museum — Pietermaritzburg (1906 *Annals*, 1906 *Report*).
4. Transvaal Museum — Pretoria (1909 *Annals*).
5. Société entomologique d'Egypte — (Cairo 1908 *Bulletin*, 1908 *Mémoires*).
6. Societé d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord — Alger (1924 *Bulletin*).

## AMERIÇA DEL NORD

### CANADA

7. Dominion of Canada. Department of Agriculture, Entomological Branch (1918 *Circular*).
8. Nova Scotian Institute of Science — Halifax (1870 *Proceedings*).
9. Geological and Natural History Survey of Canada — Ottawa (1879 *Rapport annuel*, 1883 *Catalog. Canadian Plants*, 1885 *Contr. canad. Palaeontology* e altre pubblicazoni).
10. Canadian Institute — Toronto (1885 *Proceedings*, 1890 *Transactions*).

### MESSICO

11. Instituto geologico de Mèxico — México (1898 *Boletin*, 1903 *Parergones*, cont. col titolo *Anales*).
12. Sociedad mexicana de Biologia (1920 *Revista*).

### STATI UNITI

13. The Michigan Academy of Science — Ann. Arbor (1904

Annual Report, 1918 Miscellaneous Publications, 1917-18 Occasional Papers of the Museum of Zoology). 1923 Vol. 1... Papers of the Michigan Academy etc.

14. Maryland Geological Survey — Baltimore (1897 *Reports*)
15. University of California — Berkeley, California (1902 *Publications*).
16. American Academy of Arts and Sciences — (Boston 1868 *Proceedings*).
17. Boston Society of Natural History — Boston (1862 *Proceedings*, 1866 *Memoirs*, 1869 *Occasional Papers*).
18. Buffalo Society of Natural Sciences — Buffalo N. Y. (1886 *Bulletin*).
19. Museum of Comparative Zoölogy at Harvard College — Cambridge, Mass. (1863 *Bulletin*, 1864 *Memoirs*).
20. Field Museum of Natural History — Chicago (1895 *Publications*).
21. Davenport Academy of Natural Sciences — Davenport, Iowa (1876 *Proceedings*).
22. Iowa Geological Survey — Des Moines, Iowa (1893 *Annual Report*).
23. Indiana Academy of Science — Indianapolis, Indiana (1895 *Proceedings*).
24. Cornell University, Agricultural Experiment. Station — Ithaca, New York (1915 *Annual Report*, 1917 *Bulletin*, 1917 *Memoirs*).
25. Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters — Madison (1895 *Transactions*, 1898 *Bulletin*).
26. University of Montana — Missoula (1901 *Bulletin*).
27. Connecticut Academy of Arts and Sciences — New-Haven (1866 *Transactions*).
28. American Museum of Natural History — New-York (1887 *Bulletin*, 1893 *Memoirs*, 1907 *Anthropological Papers*, 1920 *Natural History*, 1924 *A. M. Novitates*).
29. Academy of Natural Sciences — Philadelphia (1878 *Proceedings*, 1884 *Journal*).
30. American Philosophical Society — Philadelphia (1899 *Proceedings*).
31. Geological Society of America — Rochester N. Y. (1890 *Bulletin*).
32. California Academy of Sciences — San Francisco (1854

*Proceedings*, 1868 *Memoirs*, 1880 *Occasional Papers*, 1884 *Bulletin*).

33. The Missouri Botanical Garden — St. Louis Mo. (1898 *Annual Report*).
34. Washington University — St. Louis, Mo. 1913 (*Publications*).
35. Kansas Academy of Science — Topeka, Kansas (1883 *Transactions*).
36. Tufts College — Tuft. Mass. (1908 *Studies*).
37. University of Illinois Library — Urbana Ill. (1916 *Monographs*).
38. United States Geological Survey — Washington (1872 *Annual Report*, 1873 *Report*, 1874 *Bulletin*, 1880 *Ann. Report*, 1883 *Bulletin*, 1883 *Mineral Resources*, 1890 *Monographs*, 1902 *Profess. Papers*, 1902 *Water Supply and Irrigation Paper*).
39. Smithsonian Institution — Washington (1855 *Ann. Report*, 1910. *Miscellaneous Collections*).
40. United States National Museum — Washington (1884 *Bulletin*, 1888 *Proceedings*, 1889 *Annual Report*, 1892 *Special Bulletin*, 1905 *Contributions from the U. S. N. Herbarium*).
41. National Academy of Sciences of the U. S. of America — Washington Publication Office Easton, (1915 *Proceedings*).
42. Carnegie Institution of Washington — Washington (1905).
43. Marine Biological Laboratory Library — Wood Hale, Mass. (Biological Bulletin).

## ISOLE HAWAII

44. Bernice Pauahi Bishop Museum — Honolulu (1899 *Memoirs*, 1900 *Occasional Papers*, 1922 *Bulletin*).

## AMERICA DEL SUD

### ARGENTINA

45. Academia Nacional de Ciencias en Cordoba 1884 (*Boletin*).
46. Museo Nacional de Buenos Aires — Buenos Aires (1867 *Anales*).
47. Sociedad Physis para el cultivo y difusiòn de las ciencias naturales en la Argentina. — Buenos Aires (1912 *Boletin*).

48. Sociedad Cientifica Argentina — Buenos (Aires 1921 *Anales*).

BRASILE

49. Instituto Oswaldo Cruz — Rio de Janeiro - Manguinhos (1909 *Memorias*).
50. Museu Paulista — San Paulo (1895 *Revista*).
51. Museu Nacional de Rio de Janeiro (1876 *Archivos*, poi *Revista*).
52. Escola sup. de Agricultura e Medicina Veterinaria — Nictheroy (1918 *Archivos*).

URUGUAY

53. Museo de Historia Natural — Montevideo (1894 *Annales*).

ASIA

BORNEO

54. The Sarawak Museum — Sarawak (1911 *Journal*).

GIAPPONE

55. Imperial University of Tôhoku, Sendai (1912, I, II, III, and IV, Series *Reports*).
56. Experimental Station of Forestry — Taihoku (1911 *Icones Plantarum Formosanarum*).
57. Kyoto Imperial University — Kyoto (1924 *Memoirs of the College of Science*).
58. Imperial University of Japan — Tökyö (1860 *Calendar* 1898 *Journal*).
59. Zoological Institute College of Science, Imperial Univertity of Tökyö (1903 *Contribution from the Zoological Institute*).
60. National Research Council of Japan, Department of Éducation (1922 *Japanese Journal of botany geology and geography*).
61. Academy Ueno Park — Tokyo (1926 *Proceeding of the Imperial Academy*).

INDIA

62. Geological Survey of India — Calcutta (1858-59 *Memoirs*, 1861 *Memoirs : Palaeontologia indica*, 1868 *Records*, 1898 *General Report*).

63. Asiatic Society of Bengal — Calcutta (1913 *Journal and Proceedings*, 1913 *Memoirs*).
64. Zoological Survey of India, Indian Museum — Calcutta (1877 *Annual Report*, 1903 *Memoirs*, 1909 *Records*).
65. Agricultur.l Research Institute and Principal of the Agricultural College — Pusa Bengal 1906 *Memoirs*, (Botanical Series and Entomological Series, 1910 *Report*, 1906 *Report on the Progress*).
66. Colombo Museum — Colombo, Ceylon (1913 *Spoglia Zeylanica*.

## ISOLE FILIPPINE

67. Bureau of Science of the Government of the Philippine Islands — Manila (1916 *The Philippine Journal of Science*).

## AUSTALIA

68. Royal Society of South Australia — Adelaide (1891 *Transanctions and Proceedings*, 1901 *Memoirs*).
69. Royal Society of Tasmania, The Tasmanian Museum — Hobart (1913 *Papers and Proceedings*).
70. Royal Society of New South Wales — Sydney (1876 *Journal and Proceedings*).
71. Australian Museum — Sydney (1882 *Report*, 1890 *Records*).
72. Queensland Museum — Brisbane 1892 (*Annals*, 1913 *Memoirs*).

## EUROPA

### AUSTRIA

73. Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark — Graz (1906 *Mitteilungen*).
74. Naturwissenchaftl. medizinischer Verein zu Innsbruck (1870 *Bericht*).
75. Anthropologische Gesellschaft — Wien (1870 *Mitteilungen*).
76. Geologische Staatsanstalt — Wien (1850 *Jahrbuch*, 1852 *Abhandlungen*, 1871 *Verhandlungen*).
77. Naturhistorisches Museum — Wien (1886 *Annalen*).
78. Zoologisch-botanische Gesellschaft — Wien (1853 *Verhandlungen*).

## BELGIO

79. Académie Royale de Belgique — Bruxelles (1865 *Annuaire et Bulletin*, 1870-71-72 *Mémoires*).
80. Musée Roy. d' Histoire nat. de Belgique — Bruxelles (1877 *Annales*, 1882 *Bulletin*, 1903 *Mémoires*).
81. Société Belge de géologie, de paléontologie et d' hydrologie — Bruxelles (1888 *Bulletin*).
82. Société entomologique de Belgique — Bruxelles (1857 *Annales*, 1892 *Mémoires*).
83. Société Royale zoologique et malacologique — Bruxelles (1863 *Annales*, 1872 *Procès-verbaux des Séances*).
84. Société Royale de botanique de Belgique — Ixelles-les-Bruxelles (1862 *Bullettns*).
85. Societè entomologique namuroise — Namur (1923 *Revue mensuelle*).
86. Musée du Congo Belge — Tervueren (Pubblicazioni diverse).

## CECOSLOVACHIA

87. Societé des Sciences de Bohême Prague (1910 *Jahresbericht*, ora *Resumè du compte rendu* 1890, *Sitzungsberichte*, ora *Mémoires*).
88. Acadèmie des sciences ; Ceske Akademie ved. u Umeni Prague (1908 Bulletin et Rozpravy).
89. Club Mycologique Tchecoslovaque à Prague — Prague (1924 *Mykologia Bulletin*).

## DANZICA

90. Naturforschende Gesellschaft — Danzig (1881 *Schriften*).
91. West preussich. botanisch-zoologischer Verein-Danzig (1908 *Bericht*).

## FINLANDIA

92. Societas pro fauna et flora fennica — Helsingsfors (1848 *Notiser*, 1875 *Acta*, 1876 *Meddelanden*).
93. *Acta forestalia fennica.* — Helsingsfors (1913).

## FRANCIA

94. Société Florimontane — Annecy (1860 *Revue*).

95. Société des sciences physiques et naturelles de Bordeaux (1867 *Mémoires*, 1895 *Procès verbaux*).
96. Société Linnéenne de Bordeaux — Bordeaux (1838 *Actes*).
97. Academie des sciences, belles-lettres et arts de Savoie — Chambéry (1851 *Mémoires*, 1879 *Documents*).
98. Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg (1855 *Mémoires*).
99. Société d'Agriculture, sciences et industries — Lyon (1867 *Annales*).
100. Université de Lyon (1891 *Annales*).
101. Institut de Zoologie de l'Université de Montpellier et Station Zoologique de Cette (1885 *Travaux*, 1905 *Mémoires*, 1903 *Série mixte : Mémoires*).
102. Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille (1901 *Annales*).
103. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France — Nantes (1908 *Bulletin*).
104. Annales des sciences naturelles, zoologie et paléontologie etc. — Paris (1905 *Annales*).
105. Muséum d'Histoire Naturelle — Paris (1878 *Nouvelles Archives*, 1895 *Bulletin*).
106. Societé d'Anthropologie de Paris — Paris (1894 *Bulletin*).
107. Société géologique de France — Paris (1872 *Bulletin*).
108. Societé zoologique de France — Paris (1920 *Bulletin*).
109. Universitè de Rennes. — Rennes (1902 *Travaux scientifiques*).
110. Académie des sciences, arts et lettres — (Rouen 1877 *Précis analytique etc.*).
111. Société libre d'émulation, du commerce et de l'industrie de la Seine Inférieure — Rouen (1873 *Bulletin*).
112. Société d'histoire naturelle — Toulouse (1867 *Bulletin*).

## GERMANIA

113. Naturhistorischer Verein -- Augsburg. (1855 *Bericht*).
114. Botanischer Verein der Provinz Brandenburg — Berlin (1859 *Verhandlungen*).
115. Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin — Berlin (1895 *Sitzungsberichte*, 1908 Archiv für Biontologie).
116. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Cultur — Breslau (1857 *Jahresbericht*, 1923 *Jahrbücher*).
117. Verein für Naturkunde zu Cassel — Cassel (1880 *Bericht*, 1897 *Abhandlungen und Bericht*).

118. Naturwissenschaftlicher Verein — Karlsruhe (1922 *Verhandlungen*).
119. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis — Dresden (1862 Sitzungsberichte und *Abhandlungen*).
120. Physikalisch-medicinische Societät — Erlangen (1865 *Sitzungsberichte*).
121. Senkenbergische naturforschende Gesellschaft — Frankfurt am Main (1871 *Bericht*, 1896 *Abhandlungen*).
122. Naturforschende Gesellschaft — Freiburg i. Baden (1890 *Bericht*).
123. Zoologisches Museum Hamburgische Universität — Hamburg (1887 *Mitteilungen*).
124. Naturwissenschaftlicher Verein — Hamburg (1846 *Abhandlungen*, 1877 *Verhandlungen*).
125. Bayerische Akademie der Wissenschaften — München (1832 *Abhandlungen*, 1860 *Sitzungsberichte*).
126. Ornithologische Gesellschaft in Bayern (E. V.) — München (1899 *Verhandlungen*).
127. München Entomologische Gesellschaft — München (1924 *Mitteilungen*).
128. Nassauischer Verein für Naturkunde — Wiesbaden (1856 *Jahrbücher*).

## INGHILTERRA

129. Cardiff Naturalists Society — Cardiff (1917 *Transactions*).
130. Dove Marine Laboratory — Cullercoats Northumberland (1912 *Report*).
131. Royal Physical Society — Edinburgh (1858 *Proceedings*).
132. Geological Society of Glasgow (1865 *Transactions*).
133. Liverpool Geological Society — Liverpool (1922 *Proceedings*).
134. Geological Society of London — London (1911 *The quarterly Journal*).
135. Royal Society — London (1860 *Phil. Transactions*, 1862 *Proceedings*).
136. Zoological Society — London (1833-34 *Transactions*, 1848 *Proceedings*).
137. British Museum of Natural History — London (1895 *Catalogues and other Publications*).

138. Literary and philosophical Society — Manchester (1855 *Memoirs,* 1862 *Proceedings*).
139. Marine Biological Association of the United Kingdom. The Plymouth Laboratory — Plymouth (1893 *Journal*).

## IRLANDA

140. Royal Irish Academy — Dublin (1877 *Transactions*, 1884 *Proceedings*).
141. Royal Dublin Society — Dublin (1877 *The Scientific Proceedings and Transactions*).
142. Department of Agriculture and Technical Instructions for Ireland (Fisheries Branch) — Dublin (1902 *Report*).

## ITALIA

143. R. Accademia di scienze, lettere ed arti degli Zelanti — Acireale (1889 *Rendiconti e Memorie*).
144. Société de la Flore Valdôtaine — Aosta (1909 *Bulletin*).
145. Ateneo di scienze, lettere ed arti — Bergamo (1875 *Atti*).
146. Accademia delle scienze dell'Istituto di Bologna (1856 *Memorie*, 1858 *Rendiconti*).
147. Ateneo di Brescia — Brescia (1845 *Commentari*).
148. Accademia Gioenia di Scienze Naturali — Catania (1834 *Atti*, 1888 *Bullettino*).
149. Biblioteca Nazionale Centrale di Firenze — Firenze (1886 *Bullettino*).
150. « Redia » Giornale di entomologia, pubblicato dalla R. Stazione di entomologia agraria in Firenze (1903).
151. R. Istituto Botanico di Firenze — Firenze (1922 *Pubblicazioni*).
152. Società botanica italiana — Firenze (1872 *Nuovo Giornale botanico*, *Memorie*, 1892 *Bullettino*).
153. Società entomologica italiana — Genova (1869 *Bullettino*. 1922 *Memorie*).
154. Società Ligustica di Scienze naturali e geografiche — Genova (1890 *Atti*).
155. Biblioteca Nazionale di Brera — Milano.
156. Società Lombarda per la pesca e l'Acquicoltura — Milano (1899 *Bollettino*).
157. Touring Club Italiano. — Milano (1922 *Le vie d'Italia*).

158. R. Istituto Lombardo di scienze e lettere — Milano (1858 *Atti*, 1859 *Memorie*, 1864 *Rendiconti*).
159. R. Società italiana d'igiene — Milano (1897 *Giornale*).
160. Società dei Naturalisti — Modena (1866 *Annuario*, 1883 *Atti*).
161. Istituto Zoologico, R. Università di Napoli (1904 *Annuario*).
162. Società di Naturalisti — Napoli (1887 *Bollettino*).
163. Società Reale di Napoli. (Accademia delle scienze fisiche e matematiche — Napoli (1862 *Rendiconto*, 1863 *Atti*).
164. Orto Botanico della R. Università di Napoli (1903 *Bullettino*).
165. Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istriana — Padova (1872 *Atti*, 1879 *Bullettino*).
166. R. Accademia palermitana di scienze, lettere ed arti — Palermo (1845 *Atti*, 1885 *Bollettino*).
167. R. Istituto ed Orto Botanico di Palermo (1904 *Bollettino*).
168. Il Naturalista Siciliano — Palermo (dal 1896 con interruzioni).
169. Società di scienze naturali ed economiche — Palermo (1865 *Giornale*, 1869 *Bullettino*).
170. Società toscana di scienze naturali — Pisa (1875 *Atti e Memorie*, 1878 Processi verbali).
171. R. Scuola Sup. d'Agricoltura in Portici. — (1907 *Bollettino del Laboratorio di Zoologia generale e agraria*).
172. Reale Accademia Medica, Policlinico Umberto I. — Roma (1883 *Atti*. 1886 *Bullettino*).
173. R. Accademia dei Lincei — Roma (1876 *Transunti e Rendiconti*, 1904 *Memorie*).
174. R. Comitato geologico d'Italia — Roma (1870 *Bollettino*).
175. Reale Società Geografica italiana — Roma (1870 *Bollettino*).
176. Società italiana delle scienze detta dei Quaranta — Roma (1862 *Memorie*).
177. Società zoologica italiana. Museo Zoologico della Regia Università — Roma (1892 *Bollettino*).
178. R. Accademia Roveretana — Rovereto (1861 *Atti*).
179. R. Accademia di Agricoltura — Torino (1871 *Annali*).
180. R. Accademia delle Scienze — Torino (1865 *Atti*, 1871 *Memorie*).
181. Musei di zoologia ed anatomia comparata della R. Università di Torino — (1886 *Bollettino*).

182. Museo civico di storia naturale — Trieste (1877 *Bollettino della Società Adriatica*).
183. Ateneo Veneto — Venezia (1864 *Atti*, 1881 *Rivista*).
184. R. Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti — Venezia (1860 *Atti*).
185. Accademia di agricoltura, commercio ed arti — Verona (1862 *Atti e Memorie*).

## NORVEGIA

186. Bergens Museum — Bergen (1911 *Aarbok e Aarsberetnings*).
187. Bibliothèque de l' Université R. de Norvège — Cristiania (1880 *Archiv*).
188. Société des sciences de Cristiania (1859 *Forhandlinger*).
189. Stavanger Museum — Stavanger (1892 *Aarsberetning*).

## PAESI BASSI

190. Musée Teyler — Harlem (1866 *Archives*).
191. Société Hollandaise des Sciences à Harlem (1880 *Archives néerlandaises*).

## POLONIA

192. Service géologique de Pologne — Varsavia (1921-22 *Bulletin*).
193. Institu M. Nenki — Varsovie (1921 *Travaux*).
194. Société Polonaise des Naturalistes — Lowou ul Dlugosza (1925 *Kosmos*).

## PORTOGALLO

195. Academia Polytechnica do Porto — Coimbra (1906 *Annaes scientificos*).
196. Direcção dos Serviços Geologicos — Lisboa (1885 *Communicações*).
197. Instituto de Anatomia, Faculdade de Mèdicina da Universidade de Lisboa (1914 *Archivo*).

## ROMANIA

198. Siebenburgischer Verein für Naturwissenschaften — Hermannstadt (1857 *Verhandlungen*).

## RUSSIA

199. Académie des Sciences de Russie — Leningrad (1860-1914 poi 1924 *Bulletin*).
200. Société des Naturalistes (Université, Laboratoire de Zoologie) — Leningrad (1898 Section de Zooloogie, 1897 Sec. de Botanique, 1897 Sec. de Geologie et de Mineralogie, 1897 *Comptes Rendu*).
201. Société entomologique de Russie (Musée Zoologique de l'Academie des Sciences) — Leningrad.
202. Institute of Comparative Anatomy of the First. University Moscow — Moscow (1924 Revue zooloisque russe).
203. Comité Géologique, Académie des sciences de Russie — Leningrad (1925 *Travaux*).
204. Institute de recherches biologique à l'Universitè de Perm — Perm, Zaimka (1926 *Bulletin*).

## SPAGNA

205. Junta de Ciènciès Naturals de Barcelona — Pubblicazioni varie dal 1917.
206. Sociedad Iberica (già Aragonesa de Ciencias Naturales) — Zaragoza (1902 *Boletin*).
207. Real Sociedad Española de Historia Natural — Madrid (1897 *Actas Anales*, 1901 *Boletin*, (1903 *Memorias*).
208. *Broteria, Revista Luso-Braxileira*, Colegio del Pasaje. La Guardia (Pontevedra) (dal 1902).
209. Instituto Español de Oceanografia — Madrid (1916 *Memorias*, 1924 *Notas y resumenes*).

## SVEZIA

210. Universitas Lundensis — Lund (1883 *Acta*).
211. Académie Royale suèdoise des sciences — Stockholm (1864 *Handlingar*, 1865 *Förhandlingar*, 1872 *Bihang*, 1903 *Arkiv*).
212. Kongl. Vitterhets Historie och Antiquitets Akademiens — Stockholm (1864 *Antiquarisk-Tidskrift*, 1872 *Månadsblad*).
213. Bibliothèque de l' Université d'Upsala (Institution géologique) — Upsala 1891 *Meddelanden*, (1894 *Bulletin*).

## SVIZZERA

214. Naturforschende Gesellschaft — Basel (1854 *Verhandlungen*).
215. Naturforschende Gesellschaft — Bern (1855 *Mittheilungen*).
216. Société helvétique des sciences naturelles — Bern (1834-47 *Actes o Verhandlungen*, 1860 *Nouveaux Mémoires*).
217. Naturforschende Gesellschaft — Chur (1854 *Jahresbericht*).
218. Institut national genevois — Genève (1861 *Bulletin*, 1863 *Mémoires*).
219. Société de physique et d'histoire naturelle — Genève (1859 *Mémoires*, 1885 *Compte Rendu des Séances*).
220. Società Ticinese di Scienze Naturali — Lugano (1904 *Bollettino*).
221. Société Vaudoise des sciences naturelles — Lausanne (1853 *Bulletin*, 1922 *Memoires*).
222. Société des sciences naturelles — Neuchâtel (1836 *Mémoires*, 1846 *Bulletin*).
223. Zürcher naturforschende Gesellschaft — Zürich (1856 *Vierteljahrsschrift*, 1901 *Neujahrsblatt*).
224. Commission géologique suisse (Société helvétique des sciences naturelles) — Zürich (1862 *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse*).

## UNGHERIA

225. Bureau Central Ornithologique Hongrois — Budapest (1896 *Aquila, Zeitschrift für Ornithologie*).
226. Ungarisch-geologischer Anstalt — Budapest (1863 *Földtani*, 1872 *Mitteilungen*, 1883 *Jahresbericht*).
227. Museo nazionale ungherese. — Budapest (1897 *Annales*).

# ELENCO DELLE PUBBLICAZIONI

RICEVUTE IN DONO DALLA SOCIETÀ

---

Altobello G.: Forme locali — Vertebrati del Molise e dell'Abbruzzo.

Ameghino Florentino: Paranà y monte Hermoso.

Australian National Research Council: Proceedings of the Pan-Pacific Science Congress, V. I e V. II.

Bardi dott. G.: Rivista della Tripolitania.

Birkeland Kr.: The norwegian aurora polaris expedition, 1902-1903.

British Museum: Lepidoptera Phalenae of the Subfamily Noctuinae.

— A guide to the collection of Meteorites.

— Guide to the exibited series of insects in the departement of Entomology.

— The House-Ily its life-history importance as a disease carrier and practical measures for its suppression.

— Instructions for collectors.

— British mosquitoes and their control.

Carbone Domenico: La macerazione industriale delle piante tessili col « Bacillus Felsineus ».

Cengia Sambo Maria: I licheni della Terra del Fuoco.

Chapman Ernest: The Mystery Pearl Shells.

Fridthjof Okland: Die Verbreitung der Landgastropoden norwegens.

Gestro e Vinciguerra: Il naturalista viaggiatore.

Giay Levra Piero: Diatomee del Lago d' Orta.

— Diatomee della Valsesia.

— Diatomee della Valle d'Aosta.

— Diatomee postglaciali della torbiera di Trana.

— Diatomee raccolte nell' orto botanico della R. Università di Genova.

Gronlie O. T.: Contributions to the Quaternary Geology of Novaya Zemlya.

Janet Charles: Constitution orthobiontique des êtres vivants.

Mangiagalli Luigi: L' Università di Milano — L' idea e la sua attuazione.

Morgenstierne: Kristiania Universitet.

Museo Civico di Storia Naturale di Trento: Giudizi dei più eminenti micologi del mondo sull' opera e sulla persona dell' abate Bresadola.

Paternò E.: La Società Italiana delle Scienze detta dei XL. — Il suo passato ed il suo avvenire.

PATRINI PLINIO : I mammiferi fossili di Arena Po.

PROVASI TIZIANO : Escursioni scientifiche del R. Ist. Tecnico di Teramo nel 1924-25.

— Osservazioni e ricerche sulla vegetazione di alcuni laghetti dell'Appennino tosco-emiliano.

QUINTARELLI GIOVANNI : La Società Letteraria e lo spirito civile di Verona.

SHIGERU KOMATSU : Mitsuru kuhara's on the Bekmann Rearrangement.

STUDI TRENTINI : Rivista della « Società per gli Studi trentini ».

TUA P. M. : Di Giov. B. Brocchi nel centenario della morte di Lui.

VITALI GUIDO : Il canto dei Péripli.

# SUNTO DEL REGOLAMENTO DELLA SOCIETÀ

(DATA DI FONDAZIONE: 15 GENNAIO 1856)

Scopo della Società è di promuovere in Italia il progresso degli studi relativi alle scienze naturali.

I Soci possono essere in numero illimitato: *effettivi*, *perpetui*, *benemeriti* e *onorari*.

I *Soci effettivi* pagano L. 40 all'anno, *in una sola volta, nel primo bimestre dell'anno, e sono vincolati per un triennio.* Sono invitati particolarmente alle sedute (almeno quelli dimoranti nel Regno d'Italia), vi presentano le loro Memorie e Comunicazioni, e ricevono gratuitamente gli Atti e le Memorie della Società e la Rivista *Natura*.

Chi versa Lire 400 una volta tanto viene dichiarato *Socio perpetuo*.

Si dichiarano *Soci benemeriti* coloro che mediante cospicue elargizioni hanno contribuito alla costituzione del capitale sociale.

A *Soci onorari* possono eleggersi eminenti scienziati che contribuiscano coi loro lavori all'incremento della Scienza.

La *proposta per l'ammissione d'un nuovo Socio effettivo o perpetuo* deve essere fatta e firmata da due soci mediante lettera diretta al Consiglio Direttivo (secondo l'Art. 20 del Regolamento).

Le rinuncie dei Soci *effettivi* debbono essere notificate per iscritto al Consiglio Direttivo almeno tre mesi prima della fine del 3° anno di obbligo o di ogni altro successivo.

La cura delle pubblicazioni spetta alla Presidenza.

Tutti i Soci possono approfittare dei libri della biblioteca sociale, purchè li domandino a qualcuno dei membri del Consiglio Direttivo o al Bibliotecario, rilasciandone regolare ricevuta e colle cautele d'uso volute dal Regolamento.

Gli Autori che ne fanno domanda ricevono gratuitamente *cinquanta* copie a parte, con *copertina stampata*, dei lavori pubblicati negli *Atti* e nelle *Memorie*, e di quelli stampati nella Rivista *Natura*.

Per la tiratura degli *estratti*, oltre le dette 50 copie gli Autori dovranno rivolgersi alla Tipografia sia per l'ordinazione che per il pagamento. La spedizione degli estratti si farà in assegno.

# INDICE DEL FASCICOLO III-IV



*Nel licenziare le bozze i Signori Autori sono pregati di notificare alla Tipografia il numero degli estratti che desiderano, oltre le* **50** *copie concesse gratuitamente dalla Società.*
*Il listino dei prezzi per gli estratti degli* Atti *da pubblicarsi nel 1926 è il seguente:*

| COPIE | 25 | 50 | 75 | 100 |
|---|---|---|---|---|
| Pag. 4 | L. 8.— | L. 12.— | L. 17.— | L. 22.— |
| „ 8 | „ 13.— | „ 18.— | „ 24.— | „ 31.— |
| „ 12 | „ 16.— | „ 24.— | „ 31.— | „ 39.— |
| „ 16 | „ 18.— | „ 28.— | „ 37.— | „ 50.— |

NB. - La coperta stampata viene considerata come un $^1/_4$ di foglio.

*Per deliberazione del Consiglio Direttivo, le pagine concesse gratis a ciascun Socio sono (1926) ridotte a* **12** *per ogni volume degli* Atti *e a* **8** *per ogni volume di* Natura, *che vengono portate a* **10** *se il lavoro ha delle figure.*

*Nel caso che il lavoro da stampare richiedesse un maggior numero di pagine, queste saranno a carico dell'Autore, (L. 25 per ogni pagina degli " Atti „ e di " Natura „). La spesa delle illustrazioni è a carico degli Autori.*

I vaglia in pagamento di *Natura*, e delle quote sociali devono essere diretti esclusivamente al **Dott. Edgardo Moltoni**, *Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia, Milano* (13).

# ATTI

DELLA

# SOCIETÀ ITALIANA

## DI SCIENZE NATURALI

E DEL

# MUSEO CIVICO

## DI STORIA NATURALE

## IN MILANO

VOLUME LXVI

Anno 1927

Milano 1927

## CONSIGLIO DIRETTIVO PEL 1927.



---

## ELENCO DELLE MEMORIE DELLA SOCIETÀ

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Vol. | I. | Fasc. | 1-10; | anno | 1865. |
| » | II. | » | 1-10; | » | 1865-67. |
| » | III. | » | 1-5; | » | 1867-73. |
| » | IV. | » | 1-3-5; | anno | 1868-71. |
| » | V. | » | 1; | anno | 1895 (Volume completo). |
| » | VI. | » | 1-3; | » | 1897-98-910. |
| » | VII. | » | 1; | » | 1910 (Volume completo). |
| » | VIII. | » | 1-3; | » | 1915-917. |
| » | IX. | » | 1-2; | » | 1918-1920. |

---


PAVIA

PREMIATA TIPOGRAFIA SUCCESSORI FRATELLI FUSI

Largo di Via Roma.

# ELENCO DEI SOCI DEL 1926

Il millesimo che precede il nome è l'anno d'ammissione a Socio.

---

1905. 1 Abbado Prof. Michele — Via Marsala 4, Milano (11).
1922. Abbove Mario — Via S. Paolo 11, Milano (3).
1926. Acciarri Dott. Raimondo — Cattedra Ambulante, Fermo.
1922. Adami Enrico — Via Tadino 37, Milano (8).
1897. Airaghi Prof. Carlo — Via Podgora 7, Milano (14).
1919. Albani Ing. Giuseppe (*Socio perpetuo*) — Via Passione 3, Milano (13).
1920. Allievi Sac. Prof. Cristoforo — Seminario liceale di Monza.
1920. Altobello Dott. Giuseppe — Villino Altobello, Campobasso.
1920. Alzona Dott. Carlo — Mombello di Limbiate (Milano).
1887. 10 Ambrosioni Sac. Dott. Michelangelo — Collegio Aless. Manzoni, Merate.
1925. Amoroso Gran Cord. Prof. Dott. Pietro (*Socio perpetuo*) — Incoronata 24, Napoli.
1893. Andres Prof. Cav. Angelo, Via Benedetto Spinoza 2, Milano (32).
1914. Arcangeli Prof. Alceste — Istituto di Zoologia e Anatomia Comparata, R. Università di Bari.
1924. Arnaudi Dott. Carlo — Viale Sabotino 5, Milano (22).
1896. Artini Prof. Comm. Ettore, Direttore del Museo Civico e della Sezione di Mineralogia del Museo Civico di Milano (13).
1927. Artom Prof. Cesare (*Socio perpetuo*) — Istituto di Zoologia, R. Università di Pavia.
1910. Astolfi Alessandro — Via A. Appiani 4. Milano (12).
1920. Bagnall Richard Siddoway (*Socio perpetuo*) — Blaydon on Tyne, Inghilterra.
1911. Balli Emilio (*Socio perpetuo*) — Locarno.
1913. 20 Barassi Dott. Luigi — Via Borgogna 3, Milano (4).
1927. Barelli Dott. Luigi — Via Venosta 5, Milano.

1896. Barbiano di Belgioioso Conte Ing. Guido. — Via Morigi 9, Milano (8).
1924. Bargoni Stura Dott. Maria — Istituto Tecnico C. Cavour, Vercelli.
1901. Bazzi Ing. Eugenio — Viale V. Veneto 4, Milano (18).
1917. Bazzi Federico — Viale V. Veneto 4, Milano (18).
1924. Beer Sergio — Via Telesio 13, Milano (26).
1925. Belfanti Prof. Gr. Uff. Serafino — Direttore dell'Istituto Sieroterapico, Via Darwin 2, Milano (24).
1896. Bertarelli Prof. Comm. Ambrogio (*Socio perpetuo*) — Via S. Orsola 1, Milano (8).
1906. Bertoloni Prof. Cav. Antonio (*Socio perpetuo*) — Zola Predosa (Bologna).
1898. 30 Besana Comm. Giuseppe — Villa Besana, Cernobbio (Como).
1917. Besozzi Nob. Dott. G. D. Alessandro — Via Borgonuovo 20, Milano (2).
1926. Bevilacqua Aurelia — Piazza S. Ambrogio 6, Milano.
1914. Bianchi Prof. Angelo — Istituto Mineralogico della R. Università, Padova.
1896. Binaghi Rag. Costantino — Via Gherardini 10, Milano (26).
1923. Binaghi Giovanni — Via Gherardini 10, Milano (26).
1926. Bisi Dott. Ferdinando — Rovigo.
1915. Boeris Prof. Giovanni (*Socio perpetuo*) — R. Università, Bologna (21).
1920. Boldori Rag. Leonida — Via Dante 15, Cremona.
1899. Bordini Franco (*Socio perpetuo*) — Piazza S. Sepolcro 1, Milano (7).
1884. 40 Borromeo Principe Giberto, Senatore del Regno — Piazza Borromeo 7, Milano (8).
1899. Borromeo Conte Dott. Gian Carlo — Via Manzoni 41, Milano (2).
1913. Bortolotti Prof. Ciro — Preside del R. Liceo-Ginnasio di Cividale (Udine).
1927. Bottino Dott. Maria — R. Liceo di Barletta.
1923. Bracciani Cav. Luigi — Foro Bonaparte 56, Milano (10).
1926. Brambilla Silvio — Via Bertani 2, Milano.
1913. Brian Dott. Alessandro — Corso Firenze 5, Genova (6).

1904. Brizi Prof. Comm. Ugo, Istituto di Patologia vegetale del R. Istituto Superiore Agrario, Milano (11).

1919. Brizi in Orsenigo Prof. Ernesta — Via S. Eufemia 15, Piacenza.

1910. Broglio Prof. Annibale — Preside della Civica Scuola Schiapparelli — Viale S. Michele del Carso 25, Milano.

1919. 50 Broglio Cav. Piero (*Socio perpetuo*) — Via Principe Umberto 9, Milano.

1906. Brugnatelli Prof. Cav. Luigi (*Socio perpetuo*), Direttore dell'Istituto Mineralogico della R. Università di Pavia.

1923. Bruni Prof. Angelo Cesare — R. Scuola Veterinaria, Milano (19).

1896. Caffi Sac. Prof. Enrico — Via Salvecchio 6, Bergamo.

1923. Calabresi Prof. Enrica — R. Istituto Zoologico, Via Romana 19, Firenze (32).

1923. Calciati Conte Dott. Cesare — Via Palestro 1, Cremona.

1896. Calegari Prof. Matteo — Parenzo, Istria.

1920. Callerio Dott. Maria Pia — Via San Vittore 47, Milano (16).

1921. Calvello Giuseppe — Via Giulio Romano 1, Milano (22).

1910. Calvi Nob. Dott. Gerolamo — Via Leopardi 2, Milano (17).

1878. 60 Cantoni Prof. Cav. Uff. Elvezio — Via Benedetto Marcello 43, Milano (18).

1924. Capra Dott. Felice — Museo Civico di Storia Naturale, Piazza di Francia, Genova (2).

1923. Carbone Prof. Domenico. — Istituto Sieroterapico, Via Darwin 2, Milano (24).

1911. Carnegie Museum — Pittsburgh (Pennsylvania).

1923. Castelli Edmondo — Piazza Risorgimento 5, Milano (21).

1923. Cattorini Dott. Cav. Pier Emilio — Via Mazzini 2, Milano (28).

1913. Cavazza Conte Dott. Comm. Filippo — Via Farini 3, Bologna.

1923. Cavinato Dott. Antonio — Istituto di Mineralogia, Via Japelli 1, Padova.

1923. Cengia Sambo Dott. Maria — Via Firenze 15, Prato Toscana.
1918. Ceresa Leopoldo — Stazione ferroviaria, Greco.
1913. 70 Cerruti Ing. Cav. Camillo — Via Luigi Vitali 2, Milano (13).
1923. Chiesa Cesare — Via Fieno 4, Milano (6).
1910. Chigi Principe Francesco — Ariccia, Prov. di Roma.
1905. Circolo Filologico Milanese (*Socio perpetuo*) — Via Clerici 10, Milano (1).
1922. Citterio Dott. Vittorio (*Socio perpetuo*) — Istituto di Anatomia Comparata, Palazzo Botta, Pavia.
1915. Clerc Dott. Luigi — Via Guattani 17, Roma (37).
1920. Clerici Ing. Giampiero (*Socio perpetuo*) — Via Pergolese 11, Milano (19).
1922. Club Alpino Italiano: Sezione di Milano (*Socio perpetuo*) — Via Silvio Pellico 6, Milano (2).
1927. Cocquio Gaetano — Collegio Arcivescovile Saronno.
1916. Coen Ing. Cav. Uff. Giorgio (*Socio perpetuo*) — San Fantin, Campielo Calegheri 2568, Venezia.
1922. 80 Cognetti de Martiis Prof. Luigi. — R. Istituto di Anatomia Comparata, Via Balbi 5, Genova.
1923. Colla Dott. Silvia — Via Montebello 4, Torino.
1910. Colomba Prof. Luigi — Istituto di Mineralogia della R. Università di Genova.
1924. Colomba Dott. Giuseppe — San Biagio dei Librai 39, Napoli.
1921. Colosi Prof. Giuseppe — Gabinetto di Anatomia Comparata e Zoologia, Siena.
1924. Comerio Lina (*Socio perpetuo*) — Via Silvio Pellico 5, Busto Arsizio.
1927. Comini Dott. Adele — Via Lorenzo Mascheroni 14, Pavia.
1920. Coppa Dott. Amalia — Via Wagner 16, Alessandria.
1923. Corni Dott. Guido (*Socio perpetuo*) — Viale Regina Elena 2, Modena.
1901. Corti Prof. Alfredo (*Socio perpetuo*) — Direttore dell' Istituto di Anatomia e Fisiologia Comparate — Palazzo Carignano, Torino (8).
1910. 90 Corti Dott. Emilio — Istituto Zoologico Università di Pavia.
1926. Corti Gaetano — Viale Piave 20, Milano.

1900. Cozzi Sac. Carlo — S. Macario, Prov. di Milano.
1913. The John Crerar Library — Chicago.
1921. Crida Dott. Celso — Piazza Castello 18, Torino.
1919. Cusini Cav. Remigio (*Socio perpetuo*) — Via Tamburini 8, Milano (17).
1896. Cuttica di Cassine March. Luigi — Corso Venezia 81, Milano (13).
1925. Dainelli Prof. Giotto — Istituto di Geologia della R. Università, Firenze (14).
1927. Dalla Rag. Augusto — Via S. Gregorio 37, Milano (29).
1924. Dalla Giacoma Dott. Olga — Istituto di Zoologia, R. Università, Parma.
1900. 100 Dal Piaz Prof. Giorgio — Istituto di Geologia, R. Università di Padova.
1920. De Angelis Prof. Maria — Prof. nella Sezione di Mineralogia del Museo Civico di Storia Naturale di Milano (13).
1919. De Beaux Prof. Oscar — Museo Civico di Storia Naturale, Piazza di Francia, Genova.
1922. De Capitani da Vimercate Ing. Dott. Cav. Serafino. (*Socio perpetuo*) — Via S. Gregorio 24, Milano (18).
1924. Della Beffa Prof. Giuseppe — Via Goito 3, Torino.
1910. Dell'erba Prof. Luigi — R. Scuola Sup. Politecnica, Napoli.
1899. De Marchi Dott. Comm. Marco (*Socio benemerito*) — Via Borgonuovo 23, Milano (2).
1925. Desio Dott. Ardito — Prof. nella Sezione di Geologia e Paleontologia del Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia, Milano (13).
1925. Despott Giuseppe — Valletta, Malta.
1917. De Strens Nob. Ing. Emilio — Via Saffi 22, Milano.
1921. 110 Di Caporiacco Conte Dott. Lodovico — R. Istituto Zoologico, Via Romana 19, Firenze (32).
1920. Direzione del Gabinetto di Storia Naturale della R. Scuola Normale Carlo Tenca — Milano (10).
1920. Direzione del Gabinetto di Storia Naturale del R. Liceo-Ginnasio Edmondo De Amicis — Imperia (2).
1925. Direzione del Gabinetto di Geologia della R. Università di Parma.
1921. Direzione del Gabinetto di Mineralogia della R. Università — Palazzo Carignano, Torino (8).

1926. Direzione del Gabinetto di Scienze Naturali del R. Liceo Parini — Via Fatebenefratelli, Milano (12).
1926. Direzione dell'Istituto d'Anatomia comparata, R. Università, Napoli.
1900. Direzione del Museo Civico di Storia Naturale — Genova.
1907. Direzione del Museo Civico di Storia Naturale — Pavia.
1925. Direzione del R. Istituto Centrale di Biologia Marina — Messina.
1923. 120 Direzione del R. Liceo-Ginnasio Arnaldo, Brescia.
1912. Doniselli Prof. Casimiro, Direttore dell'Istituto Civico di Pedagogia sperimentale — Via Kramer 4, Milano (20).
1923. Duprè Prof. Francesco — R. Liceo Scientifico di Modena.
1910. Enriques Prof. Paolo — Istituto di Zoologia della R. Università di Padova.
1924. Fabiani Prof. Ramiro — Istituto di Geologia, R. Università, Palermo.
1924. Fadda Dott. Giuseppe — R. Liceo Dettori, Cagliari.
1927. Fagioli Dott. Angiola — Scuola Complementare Confalonieri, Via Vignola, Milano.
1923. Falzoni Cav. Adolfo — Via Riva Reno 61, Bologna.
1923. Fenaroli Prof. Luigi (*Socio perpetuo*) — R. Istituto Sup. Agrario, Laboratorio di Patologia vegetale, Milano (11).
1927. Fenoglio Dott. Massimo — Istituto di Mineralogia, Palazzo Carignano, Torino (8).
1910. 130 Fermé Gabriel — Boulevard de Strasbourg 55, Paris X.
1910. Ferri Prof. Cav. Gaetano — Via Nino Bixio (Isolato Impiegati 119 interno 8), Messina.
1905. Ferri Dott. Giovanni — Via Volta 5, Milano (10).
1912. Ferro Prof. Giovanni — Preside del R. Istituto Tecnico, Legnano.
1921. Festa Dott. Gr. Uff. Enrico — Palazzo Carignano, Torino (8).
1914. Fiocchini Dott. Ciro — Corteolona (Pavia).
1925. Forni Dott. Don Battista — Angera (Lago Maggiore).
1914. Forti Dott. Cav. Achille (*Socio perpetuo*) — Via S. Eufemia 1, Verona.

1921. Fossa-Mancini Dott. Enrico — R. Ufficio Geologico, Via S. Susanna 13, Roma (44).
1910. Frigerio Ing. Leopoldo — Cantù.
1906. 140 Frova Dott. Camillo *(Socio perpetuo)* — Albaredo per Cavasagra, Treviso.
1923. Gambetta Dott. Laura — Piazza Madama Cristina 1, Torino.
1926. Gandolfi Hornyold Dott. Alfonso — Villa Molinary, Alzate Brianza per Verzago.
1922. Gandini Dott. Mario — Piazza Wagner 4, Milano (25).
1912. Gardella Ing. Comm. Arnaldo — Via Monforte 41, Milano (13).
1924. Gatti Dott. Alessandro — Università Cattolica, Via S. Agnese 4, Milano (8).
1906. Gemelli Prof. Fra Agostino — Università Cattolica, Via S. Agnese 4, Milano (8).
1914. Gerli Ing. Alfredo — Via Boccaccio 35, Milano (17).
1924. Ghersi Eugenio — Via dei Mille 42, Torino.
1910. Ghigi Prof. Cav. Alessandro *(Socio perpetuo)* — Via d'Azeglio 44, Bologna.
1920. 150 Ganferrari Prof. Luisa — Prof. nella Sezione di Zoologia del Museo Civico di Storia Naturale, Milano (13).
1896. Gianoli Prof. Giuseppe — Via Leopardi 7, Milano (17).
1924. Gay Levra Dott. Comm. Piero — Corso Galileo Ferraris 22, Torino (113).
1924. Giuliani Attilio — Via Nazionale 16, Ancona.
1920. Gola Prof. Giuseppe — R. Istituto Botanico, Padova.
1921. Gortani Prof. Michele *(Socio perpetuo)* — Istituto di Geologia, R. Università, Bologna.
1924. Grandi Prof. Guido — Direttore del laboratorio di Entomologia Agr., R. Istituto Sup. Agr., Via Zamboni 33, Bologna.
1896. Grassi Prof. Cav. Francesco *(Socio perpetuo)* — Via Bossi 2, Milano (1).
1921. Grill Prof. Emanuele — R. Istituto di Mineralogia, R. Università di Modena.
1925. Grosso prof. Enrico — Via Montenotte 5-8, Savona.
1925. 160 Guareschi Ing. Piero — Direttore della Veneta fertilizzara, Porto Marghera (Venezia).

1909. Guerrini Prof. Cav. Guido — Corso Buenos Ayres 48, Milano (19).
1925. Hermann Comm. Dott. Federico (*Socio perpetuo*) — Strada Costagrande 7, Pinerolo (Torino).
1905. Hoepli Comm. Ulrico (*Socio perpetuo*) — Milano (4).
1906. Ingegnoli Comm. Dott. Antonio — Corso Buenos Aires 54, Milano (19).
1923. Invrea Marchese Dott. Fabio — Conservatore onorario del Museo Civico di St. Nat. « Giacomo Doria » di Genova, Via Brigata Liguria 1-24, Genova (2).
1924. Jona Enzo — Corso Mazzini 2, Ancona.
1920. Larghi Bertolotti Dott. Maria — Corso Siccardi 4, Torino.
1926. Lazzarini Dott. Mario — Piazza Garibaldi 8, Gallarate.
1899. Leardi in Airaghi Prof. Zina — Via Podgora 7, Milano (14).
1910. 170 Lincio Ing. Dott. Gabriele — Istituto di Mineralogia R. Università, Genova.
1926. Lindegg Dott. Giovanna — Rovereto (Trentino).
1909. Livini Prof. Comm. Ferdinando — Viale Regina Margherita 85, Milano (14).
1925. Luzzatto Gina — Via Canova 7, Milano (26).
1923. Maddalena Ing. Dott. Cav. Leo (*Socio perpetuo*) — Istituto sperimentale delle Ferr. di Stato. Viale del Re 137, Roma.
1924. Maffei Dott. Siro Luigi — R. Orto Botanico, Pavia.
1908. Maglio Prof. Carlo — R. Liceo, Sondrio.
1927. Magrograssi Anna — Via Bonomelli 18, Brescia.
1921. Mainardi Dott. Athos — Piazza S. Jacopo in Acquaviva 3, Livorno.
1919. Manfredi Dott. Paola — Piazza Tommaseo 2, Milano.
1886. 180 Mariani Prof. Ernesto (*Socio perpetuo*). Direttore della Sezione di Geologia e Paleontologia del Museo Civico — Corso Venezia 82, Milano (13).
1925. Marocco Dott. Sac. Antonio — Seminario Vescovile, Asti.
1927. Marro Prof. Comm. Giovanni — R. Università, Palazzo Carignano, Torino (8).
1910. Martelli Ing. Cav. Giulio — Via S. Orsola 5, Milano (8).
1920. Martinotti Dott. Anna — Corso Ferruccio 66, Torino.

1911. MAURI Dott. Ermelinda — Piazza Garibaldi 5, Cantù (Como).

1909. MAURO Ing. Prof. Gr. Uff. On. Francesco (*Socio perpetuo*) — Piazza S. Ambrogio 14, Milano (8).

1881. MAZZA Prof. Cav. Felice — Via Felice Giordano 15, Roma (36).

1896. MENOZZI Prof. Comm. Angelo — Direttore del R. Istituto Superiore Agrario, Milano (11).

1922. MENOZZI Prof. Carlo — R. Osservatorio fitopatologico per la Liguria, Chiavari.

1919. MICHELI Ing. Leo — Via Carlo Goldoni 32, Milano (20).

1919. 190 MICHELI Dott. Lucio — Via Carlo Goldoni, 32 Milano (20).

1910. MILLOSEVICH Prof. Comm. Federico — Istituto di Mineralogia della R. Università, Roma.

1923. MIRAGLIA Dott. Luigi — Viale Elena 18, Napoli.

1923. MOLTONI Dott. Edgardo (*Socio perpetuo*) — Prof. nella Sezione di Zoologia del Museo Civico di Storia Naturale, Milano (13).

1912. MONTEMARTINI Prof. Luigi — Istituto Botanico della R. Università, Pavia.

1920. MONTERIN Dott. Umberto (*Socio perpetuo*). — Istituto Geologico della R. Università, Palazzo Carignano, Torino (8).

1895. MONTI Barone Dott. Comm. Alessandro (*Socio perpetuo*) — Brescia.

1910. MONTI Prof. Dott. Achille — Via Sacchi 2, Pavia.

1906. MONTI Prof. Rina (*Socio perpetuo*) — Istituto di Zoologia della R. Università, Milano.

1914. 200 MORCHIO Arturo — Villa Carmen, Cernusco Lombardone.

1923. MORELLI Dott. Giovanni B. — Facoltà de Medicina Canelones 982, Montevideo (Uruguay).

1919. MORREALE Dott. Eugenio — Via Castelmorone 35, Milano (20).

1926. MORETTI Ing. G. B. — Via Bassano Porrone 4, Milano (1).

1920. MOSCHETTI Dott. Lorenzo — Museo Mineralogico, Palazzo Carignano, Torino (8).

1905. MYLIUS Comm. Uff. Giorgio — Via Montebello 32, Milano (12).

1911. NADIG Dott. Adolfo — Via Valtellina 6, Milano (31).
1924. NANGERONI Prof. Libertade — Via Stradella 4, Milano (19).
1910. NAPPI Prof. Gioacchino (*Socio perpetuo*) — R. Liceo, Ancona.
1905. NATOLI Prof. Rinaldo — Viale dei Mille 7, Milano (20).
1925. 210 NAEF Maurizio — Thun, Berna.
1907. NEGRI Prof. Giovanni — Regio Istituto Botanico, Via Lamarmora 4, Firenze.
1924. NICETA Dott. Franca — Via Moretto 1, appartamento 21, Milano.
1910. NICOLINI Rag. Paolo — Foro Bonaparte 53, Milano (9).
1925. NOÈ Ing. Emilio — Via Spiga 22, Milano (3).
1921. Ditta Fratelli OLTOLINA — Asso (Como).
1926. OLLEARO Dott. Alfredo — Samarate (Gallarate).
1927. ORENI Roberto — Via V. Emanuele 2, Monza.
1914. ORLANDI Prof. Sigismondo — R. Liceo, Pavia.
1923. PAGLIANI Dott. Luigi — R. Scuola Sup. di Agricoltura, Città degli Studi, Via G. Colombo, Milano.
1896. 220 PALADINI Ing. Prof. Comm. Ettore — Barzanò, Brianza.
1920. PANEBIANCO Prof. Ipatia — Via Cremona 68, Brescia.
1909. PARISI Prof. Bruno (*Socio perpetuo*) — Direttore della Sezione di Zoologia del Museo Civico di Storia Naturale, Milano (13).
1905. PARONA Prof. Comm. Carlo Fabrizio, Direttore del Museo Geologico, Palazzo Carignano, Torino (8).
1919. PARVIS Ten. Colonnello Cesare — Corso Regina Margherita 22-24 Torino.
1923. PASQUINI Prof. Pasquale — Via Domenico Cimarosa 18, Roma.
1906. PATRINI Prof. Plinio — Via Bernardino da Feltre 2, Pavia.
1926. PAVANELLO Mario — Corso Umberto, Vicenza.
1923. PAVOLINI Prof. Angelo (*Socio perpetuo*) — Via Belvedere 29, Firenze (31).
1921. PELLONI Ottorino — Via Cantonale 14, Lugano.
1910. 230 PELLOUX Prof. Alberto — Salita del Carmine 7-5, Genova.
1915. PERRIER Prof. Carlo — R. Ufficio Geologico, Via S. Susanna 13, Roma (30).
1925. PETTINARI Dott. Vittorio — Bastioni Romana 77, Milano (14).

1926. Pignanelli Prof. Salvatore — Circonvallazione Molino 82, Ravenna.
1912. Pirotta Prof. Comm. Romualdo — R. Istituto Botanico, Via Milano 41, Roma (3).
1915. Poli Prof. Dott. Aser — Via Vico 2, Torino (18).
1910. Pollacci Prof. Gino — Direttore dell'Istituto Botanico, R. Università, Siena.
1925. Pontorieri Prof. Concetta — Via Guicciardini 5, Milano (12).
1896. Porro Conte Dott. Ing. Cesare — Via Cernuschi 4, Milano (21).
1902. Portis Prof. Comm. Alessandro, Direttore dell'Istituto di Geologia della R. Università, Roma.
1922. 240 Provasi Prof. Tiziano — R. Istituto Botanico, Torino (20).
1908. Pugliese Prof. Angelo — R. Scuola Veterinaria, Città degli Studi, Milano.
1915. Quercigh Prof. Emanuele — R. Università, Palermo (2).
1923. Racah Dott. Maria — Via S. Giovanni in Conca 7, Milano (6).
1920. Raineri Dott. Rita — R. Orto Botanico, Castello del Valentino, Torino (20).
1923. Raiteri Dott. Luigi — Collegio S. Giuseppe, Via S. Francesco da Paola 23, Torino.
1921. Ramazzotti Ing. Giuseppe — Via Antonio Beretta 2, Milano (10).
1910. Reale Prof. Carlo — Via Senato 20, Milano (13).
1913. Regè Dott. Rosina — Via S. Massimo 33, Torino.
1901. Repossi Prof. Emilio — Istituto di Mineralogia, Palazzo Carignano, Torino (8).
1927. 250 Resegotti Dott. Giuseppe — Via Cibrario 10, Torino (4).
1899. Resta Pallavicino Marchese Comm. Ferdinando, Senatore del Regno — Via Conservatorio 7, Milano. (13).
1909. Rignano Ing. Eugenio — Via De Togni 12, Milano.
1921. Rocca Luigi — Via Silvio Pellico 25, Torino.
1913. Roccati Prof. Cav. Alessandro — Gabinetto di Geologia del R. Politecnico, Torino.
1926. Rodolfo Dott. Italo — Direttore della Soc. Generale per l' industria della magnesia, Angera (Lago Maggiore).
1926. Rola Rag. Marcello — Via P. Umberto 14, Gallarate.

1898. Ronchetti Prof. Dott. Vittorio — Piazza Castello 3, Milano (109).
1922. Rondelli Dott. Maria — Via Castellamonte 1 (104), Torino.
1922. Rosa Prof. Daniele — Istituto Zoologico della R. Università, Modena.
1910. 260 Rossi Dott. Giulio — Piazza S. Sepolcro 2, Milano (7).
1905. Rossi Dott. Pietro — Via S. Maria Valle 5, Milano (6).
1906. Sacco Prof. Gr. Uff. Federico — R. Politecnico, Gabinetto di Geologia, Castello del Valentino, Torino.
1910. Sala Prof. Dott. Luigi — Istituto Anatomico, R. Università, Pavia.
1922. Salfi Dott. Mario — Via Montesilvano 30, Napoli.
1922. Sambo Dott. Ettore — R. Liceo, Prato (Toscana).
1912. Sangiorgi Prof. Domenico — R. Museo Geologico Cappellini, Bologna.
1927. Sartori Dott. Giulio — R. Scuola Complementare, Gallarate.
1927. Scaini Giuseppe — Via Catalani 44, Milano.
1911. Scalini Luigi — Via Cinque Giornate 22, Como.
1923. 270 Scarpa Dott. Giuseppe — Via Ospitale 10, Treviso.
1924. Sciacchitano Dott. Iginio — Istituto di Zoologia, R. Università, Modena.
1925. Sclavi Dott. Mario — Limbiate (Milano).
1927. Scortecci Dott. Giuseppe — Prof. nella Sezione di Zoologia del Museo Civico di Storia Naturale Milano (13).
1921. Segrè Dott. Maria — Via M. Pagano 14, Milano (26).
1916. Sera Prof. Gioacchino Leo — Istituto di Antropologia, Via Università 39, Napoli.
1912. Serina Dott. Comm. Gerolamo (*Socio perpetuo*) — Via Cernaja 1, Milano (2).
1910. Serralunga Ing. Ettore — Via Lovanio 2, Milano (11).
1907. Sibilia Dott. Cav. Enrico (*Socio perpetuo*) — Corso Buenos Ayres 53, Milano (19).
1910. Sigismund Pietro — Via Broggi 14, Milano (19).
1921. 280 Simondetti Ing. Mario — Via Carlo Alberto 38, Torino.
1919. Soldati Anlo — Via Ariosto 32, Milano (26).
1924. Soldati Raffaele (*Socio perpetuo*) — Via Alberto da Giussano 18, Milano (26).

1911. SOMMARVIA Sac. Pietro (*Socio perpetuo*) — Gallarate.
1920. SPLENDORELLI Dott. Ferruccio — Via Frescobaldi 16, Milano (32).
1909. STAZZI Prof. Piero — R. Scuola Veterinaria, Città degli Studi, Milano (19).
1924. STEGAGNO Prof. Giuseppe (*Socio perpetuo*) — Via Gazzera 7-8, Borgo Trento, Verona.
1926. STOLZ-RICCI Resi — Via Principe Umberto 30, Milano.
1908. SUPINO Prof. Cav. Felice, Direttore dell'Acquario Civico, Milano.
1927. TACCANI Dott. Carlo — Piazza Castello 20, Milano.
1926. 290 TAMBURINI Italo — Ferno (Gallarate).
1925. TARANTOLA Dott. Luigi — Via Borgogna 3, Milano (4).
1922. TASSO Sac. Dott. Ferdinando — Collegio della Missione, Scarnafigi (Cuneo).
1905. TERNI Prof. Camillo (*Socio perpetuo*) — Istituto Sieroterapico Nazionale, Via S. Giacomo dei Copri, Napoli.
1925. TORELLI Dott. Beatrice — Parco Mirelli, 2 isolato, Napoli.
1924. TRAVERSO Prof. Cav. G. B. — R. Scuola d'Agricoltura, Via G. Colombo, Città degli Studi, Milano.
1897. TURATI Conte Comm. Emilio (*Socio perpetuo*) — Piazza S. Alessandro 6, Milano (6).
1921. TURATI nob. Comm. Vittorio — Via Conservatorio 11, Milano (16).
1922. UGOLINI Prof. Ugolino — Via Gabriele Rosa 3, Brescia.
1922. VACCARI Prof. Lino — Ministero della Pubblica Istruzione, Roma.
1923. 300 VALBUSA Prof. Ubaldo — R. Liceo, Ivrea.
1924. VANDONI Dott. Francesco — Corso Oporto 44, Torino (3).
1924. VANDONI Dott. Carlo. — Corso Ticinese 22, Milano (6).
1924. VANNUCCI Prof. Ernesto — Via Antonio Miliani 4, Ascoli Piceno.
1919. VECCHI Dott. Anita — Istituto di Zoologia, R. Università, Bologna.
1921. VEGEZZI Dott. Emilio, Redattore dell'Acquicoltura Ticinese, Lugano.
1918. VERITY Dott. Roger — Via Masaccio 36, Firenze.
1920. VIALLI Prof. Maffo — Istituto di Anatomia Comparata, Palazzo Botta, Pavia.

1923. VIGNOLI Luigi (*Socio perpetuo*) — Via Indipendenza 2, Bologna.
1921. VIGNOLO-LUTATI Dott. Ferdinando — Corso Vittorio Emanuele 103, Torino (3).
1915. 310 VINASSA DE REGNY Prof. Comm. Paolo — Direttore dell' Istituto geologico della R. Università, Pavia.
1923. ZAMMARANO Magg. Vittorio Tedesco — Via Nizza 45, Roma.
1925. ZANGHERI Rag. Pietro — Via F. Anderlini 1, Forlì.
1922. ZAVATTARI Prof. Cav. Uff. Edoardo — Istituto di Anatomia Comparata, Palazzo Botta, Pavia.
1920. ZIRPOLO Prof. Giuseppe — Via Duomo 193, Napoli (75).
1896. ZUNINI Ing. Prof. Comm. Luigi — Piazzale Ferrovia Nord 7, Milano (9).

## SOCI PERPETUI E BENEMERITI DEFUNTI

*(I millesimi indicano gli anni di pertinenza alla Società)*

1899-1900 ANNONI Conte Aldo, Senatore del Regno — Milano.
1899-1902 VISCONTI DI MODRONE Duca Guido — Milano.
1899-1904 ERBA Comm. Luigi — Milano.
1903-1904 PISA Ing. Giulio — Milano.
1905-1905 MASSARANI Comm. Tullo, Senatore del Regno — Milano.
1905-1909 BIFFI Dott. Cav. Antonio — Milano.
1870-1910 * SALMOIRAGHI Prof. Ing. Francesco — Milano.
1896-1910 SCHIAPPARELLI Prof. Giovanni, Senatore del Regno — Milano.
1899-1911 D'ADDA Marchese Emanuele, Senatore del Regno — Milano.
1909-1912 SOLDATI Giuseppe — Lugano.
1903-1913 CURLETTI Pietro — Milano.
1856-1919 * BELLOTTI Dott. Comm. Cristoforo — Milano.
1909-1919 GABUZZI Dott. Giosuè — Corbetta.
1905-1919 PONTI Marchese Ettore, Senatore del Regno — Milano.
1905-1922 PEDRAZZINI Giovanni — Locarno.
1903 1923 GIACHI Arch. Comm. Giovanni — Milano.
1899-1923 MELZI D'ERIL Duchessa Giuseppina. — Milano.
1918-1924 BERTARELLI Grand' Uff. Tommaso — Milano.
1912-1927 GALLARATI-SCOTTI Gian Carlo, Principe di Molfetta — Milano.

* *Soci benemeriti.*